



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILISOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS  
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**MONICA OLIVEIRA MANNA**

**EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL E ESTRATIGRÁFICA  
DA FORMAÇÃO RIO BONITO (BACIA DO PARANÁ),  
REGIÃO DE ITUPORANGA, SANTA CATARINA**

**FLORIANÓPOLIS**

**2017**

**MONICA OLIVEIRA MANNA**

**EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL E ESTRATIGRÁFICA  
DA FORMAÇÃO RIO BONITO (BACIA DO PARANÁ),  
REGIÃO DE ITUPORANGA, SANTA CATARINA**

Trabalho de Conclusão de Curso submetido à disciplina de TCC II do Curso de Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina como requisito parcial para a obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Marivaldo dos Santos Nascimento

**FLORIANÓPOLIS**

**2017**

Ficha de identificação da obra

Manna, Monica Oliveira

Evolução Paleoambiental e Estratigráfica da Formação Rio Bonito (Bacia do Paraná), região de Ituporanga, Santa Catarina / Monica Oliveira Manna; orientador, Marivaldo dos Santos Nascimento. – Florianópolis, SC, 2017.

101 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas. Graduação em Geologia.

Inclui referências.

1. Formação Rio Bonito. 2. Bacia do Paraná. 3. Sistemas Depositionais. 4. Estratigrafia de Sequências. I. Dos Santos Nascimento, Marivaldo. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Geologia. IV. Título.

Monica Oliveira Manna

**EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL E ESTRATIGRÁFICA DA FORMAÇÃO RIO  
BONITO (BACIA DO PARANÁ) NA REGIÃO DE ITUPORANGA, SANTA  
CATARINA**

Este Trabalho Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Geologia e aprovado em sua forma final pelo Curso de Graduação em Geologia.

Florianópolis, 01 de dezembro de 2017.

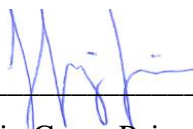


Prof. Marivaldo dos Santos Nascimento, Dr.  
Coordenador do Curso de Graduação em Geologia - UFSC

**Banca Examinadora:**



Marivaldo dos Santos Nascimento, Dr. – Orientador  
Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC)



Paulo Sérgio Gome Paim, Dr. - Membro  
Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS)



Lucas Del Moro, Dr. - Membro  
PFRH-PETROBRAS 240 (UFSC)



Aos amores da minha vida:  
minha família e meu companheiro

## AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer à Deus, ao Universo, à Força maior que nos une e nos guia pela eternidade. Gostaria de agradecer grandiosamente a vida que tenho, por poder levantar todos os dias com saúde e fé, por todo o meu conhecimento, por estar rodeada de pessoas nada menos que extraordinárias. Gratidão!

Ao Marcelo, Irene, Laide, Pedro e Maria Clara, minha família tão amada, por me fazerem ser quem eu sou, por me incentivarem a batalhar todos os dias pelos meus sonhos e jamais desistir. Obrigada por sempre acreditarem em mim, por toda o suporte e amor, desde sempre e para sempre.

Ao meu companheiro Matheus, por ser meu ponto de equilíbrio, por sempre estar ao meu lado e me acolher com tanto afeto e compaixão. Sempre juntos, ao infinito e além!

Ao meu orientador, professor e amigo, Marivaldo dos Santos Nascimento, pela oportunidade em desenvolver este trabalho, por compartilhar seu vasto conhecimento e, acima de tudo, por sempre acreditar em mim.

Às grandes mulheres da Geologia, professoras Luana M. Florisbal, Liliana S. Osako, Manoela B. Bállico e Patrícia H. Rodriguez, por serem mulheres de força e luta, por me inspirarem a seguir nessa profissão apesar de todas às adversidades. Vocês são maravilhosas!

Ao Lucas Del Moro, por todas as conversas esclarecedoras, por me motivar e me ajudar a decidir pelo melhor caminho.

Aos meus amigos e irmãos da rocha, João André, Elisa, Carol, Mari, Ana, Ian, Jani, Ericks, Carioca, Orlandinho, por todos os momentos memoráveis da minha graduação.

Aos meus amigos do Grupo de Bacias Sedimentares e Caracterização de Reservatórios (ANBA): Vitor, Jhow, Cristian, Tui, Vanessa, André e Wolski, pelo incentivo diário, almoços no RU e cafezinhos.

Às minhas amigas Bruna, Brenda, Malu, Lari, Mille, Bá, Dódia, Jé, que desde os primórdios estão ao meu lado, obrigada por todos os momentos memoráveis juntas.

Aos meus amigos do intercâmbio, em especial, Carolina, Rapha e Megumi, minhas irmãs de alma e coração.

À Universidade Federal de Santa Catarina, por todas as oportunidades que esta instituição me ofereceu ao longo da graduação.

Ao PFRH-PB 240 por viabilizar recursos financeiros para a realização das etapas de campo para coleta de dados.

Aos meus demais familiares e amigos que não foram citadas aqui, mas que de certa forma contribuíram com a minha evolução. Gratidão!

*“Um tijolinho de cada vez”*  
(Marcelo Manna, desde sempre)

## RESUMO

A Formação Rio Bonito, unidade inferior do Grupo Guatá, compõem uma das unidades mais importantes da Supersequência Gondwana I, Bacia do Paraná, visto a ocorrência de depósitos de carvão nos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, e por possuir rochas com elevado potencial para reservatório de hidrocarbonetos. Esta unidade de idade permiana está intimamente associada à sedimentação pós-glacial na Bacia do Paraná, com o desenvolvimento de um amplo sistema flúvio-costeiro-marinho inserido no contexto transgressivo. Ciclos de transgressão-regressão geram uma variedade de superfícies estratigráficas e um arcabouço estratigráfico distinto associado aos tratos de sistemas. Durante as etapas de campo foram levantadas seções colunares e seções panorâmicas para a descrição das litofácies, associações de fácies, geometria das camadas, padrão de empilhamento e superfícies estratigráficas. Afloramentos lateral e verticalmente contínuos situados no município de Ituporanga, Santa Catarina, permitiram a realização de uma análise faciológica de detalhe, com a definição de 17 litofácies, principalmente arenitos finos a grossos e pelitos, com grande variedade de estruturas sedimentares. Foram definidas nove associações de fácies que representam quatro unidades deposicionais inseridos em três tratos de sistemas: Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB) – composto pelo sistema fluvial meandrante, com os depósitos de canais e planícies de inundação, pertencentes ao Membro Triunfo; Trato de Sistemas Transgressivo (TST) – marcado na base pelo Limite de Sequência (LS) desenvolvido no topo do Grupo Itararé e que coincide com a Superfície Transgressiva e de Regressão Máxima, constituído pelo sistema estuarino dominado por maré no afloramento BP-75, com depósitos de canais e planícies de maré em estágio inicial da transgressão, e sistema laguna-barreira no BP-129, em estágio intermediário a final da transgressão; ambos sistemas pertencem ao Membro Paraguaçu; e Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA) – constituído pelo sistema deposicional praial, com o desenvolvimento de cordões litorâneos regressivos de estágio de mar alto, pertencentes ao Membro Siderópolis.

**Palavras-chave:** Formação Rio Bonito. Bacia do Paraná. Paleoambientes. Estratigrafia de Sequências.

## ABSTRACT

The Rio Bonito Formation, lowermost unit of the Guatá Group, composes one of the most important units of the Gondwana I Supersequence, in the Paraná Basin, due to the occurrence of coal deposits in the States of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul, and because its high potential for hydrocarbon reservoirs rocks. This Early Permian unit is directly associated with postglacial sedimentation in the Paraná Basin, with the development of an extensive fluvial-coastal-marine system in a transgressive context. Transgression-regression cycles generate a variety of stratigraphic surfaces and a distinct stratigraphic framework associated to different systems tracts. During field work, vertical logs and panoramic sections were described for the analysis of lithofacies, facies associations, bed geometry, stacking trend and stratigraphic surfaces. Lateral and vertically extensive outcrops located in Ituporanga, Santa Catarina, enabled a detailed faciological analysis, which allowed the description of 17 lithofacies, mainly fine- to coarse-grained sandstones, siltstones and mudstones, with a great variety of sedimentary structures. Nine facies associations were defined, representing four depositional systems related to three systems tracts: Lowstand Systems Tract (LST) - composed of a meandering fluvial system, with channels and floodplain deposits, which belongs to the Triunfo Member; Transgressive Systems Tract (TST) – limited at the bottom by a Sequence Boundary (SB) surface, developed at the top of the Itararé Group and coinciding with the Transgressive Surface (TS) and Maximum Regression Surface (MRS), constituted by a tidal-dominated estuarine system in the outcrop BP-75, with tidal channels and tidal flats deposits in the initial stage of the transgression, and a lagoon-barrier system in BP-129, at an intermediate to final stage of the transgression; both systems belong to the Paraguaçu Member; and Highstand Systems Tract (HST) - constituted by a beach depositional system, with the development of regressive strandplains of high sea level stage, which belongs to the Siderópolis Member.

**Keywords:** Rio Bonito Formation. Parana Basin. Paleoenvironments. Sequence Stratigraphy.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - (A) Mapa político da América do Sul com destaque para o Brasil e Bacia do Paraná. (B) Mapa político do Brasil com destaque para a Bacia do Paraná e para a área de estudo. (C) Mapa geológico simplificado da área de estudo, localizada no município de Ituporanga, região centro-leste de Santa Catarina (Base de dados GEOBANK/CPRM/EPAGRI-CIRAN).....	21
Figura 2 - Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná. ....	23
Figura 3 - Mapa da Bacia do Paraná com as principais estruturas geológicas regionais e a seção geológica NW-SE indicada no mapa.....	27
Figura 4 - Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná com destaque para a Formação Rio Bonito, unidade inferior do Grupo Guatá, pertencente à Supersequência Gondwana I.....	28
Figura 5 - Metodologia utilizada para o desenvolvimento do trabalho, baseada em Catuneanu (2006), Catuneanu et al. (2009) e Dalrymple (2010). ....	29
Figura 6 - Elementos arquiteturais para depósitos fluviais, internos e externos ao canal. ....	33
Figura 7 - Delimitação das superfícies estratigráficas, contatos de fácies, tratos de sistemas e camadas conchíferas, desenvolvidas em um ciclo completo de mudanças no nível relativo do mar em uma plataforma/rampa siliciclástica, sendo também considerados depósitos de offshore. CCO – Camadas Conchíferas de Onlap; CCB – Camadas Conchíferas de Backlap; CCD – Camadas Conchíferas de Downlap.....	35
Figura 8 - Fluxograma dos fatores alogênicos que controlam a sedimentação em uma bacia e suas relações com o fluxo de energia, suprimento sedimentar, espaço de acomodação e tendências deposicionais.....	36
Figura 9 - (A) Condição de nível do mar estável, com os respectivos ambientes de sedimentação; (B) Condição de transgressão marinha; (C) Condição de regressão marinha. A SIM corresponde à superfície de inundação máxima e separa a sequência de estratos retrogradacionais dos progradacionais, respectivamente. ....	37
Figura 10 - Ciclo de Regressão-Transgressão completo com base nas mudanças do nível de base e da taxa de sedimentação. ....	38
Figura 11 - Ocorrência das superfícies estratigráficas de acordo com os principais eventos que constituem um ciclo completo de mudanças no nível de base (ciclo de regressão-transgressão). O (-A) indica espaço de acomodação negativo. ....	39
Figura 12 - Arquitetura detalhada dos tratos de sistemas e superfícies estratigráficas associadas. ....	40

Figura 13 - Modelo de desenvolvimento de paleossolos associado a mudanças no nível de base. TST – Trato de Sistemas Transgressivo; TSNA – Trato de Sistemas de Nível Alto; TSNB – Trato de Sistemas de Nível Baixo; PVI – Preenchimento de Vale Inciso; CH-A – Canais Amalgamados (multistory); CH-I – Canais Isolados; SIM – Superfície de Inundação Máxima. ....	41
Figura 14 - Comparação entre paleossolos característicos de limite de sequência (A) e de paleossolos de interior de sequência (B). ....	42
Figura 15 - Disposição dos principais ambientes deposicionais costeiros organizados de acordo com a direção de deslocamento da linha de costa (progradação ou transgressão) e o poder de influência de processos de onda, maré e fluvial. ....	44
Figura 16 - Bloco diagrama de um sistema fluvial tipicamente meandrante com os principais depósitos associados. ....	45
Figura 17 - (A) Compartimentação de um estuário em três zonas principais: desembocadura, centro e cabeceira, conforme Pritchard (1967) e Dalrymple et al. (1992). (B) Predominância dos processos marinhos e fluviais em cada zona do estuário. ....	51
Figura 18 - (A) Distribuição da energia e dos processos que predominam ao longo de cada zona do estuário; (B) morfologia do estuário em termos de seus depósitos; e (C) seção longitudinal, com a distribuição dos principais depósitos presentes em estuários dominados por onda. ....	53
Figura 19 - (A) Distribuição da energia e dos processos que predominam ao longo de cada zona do estuário; (B) morfologia do estuário em termos de seus depósitos; e (C) seção longitudinal, com a distribuição dos principais depósitos presentes em estuários dominados por maré. ....	55
Figura 20 - Distribuição das associações de fácies ao longo de estuário de Gironde, na França, considerado um exemplo de estuário dominado por onda e maré. ....	56
Figura 21 - Sistema de ilha-barreira com seus diversos subambientes deposicionais em um contexto transgressivo. Observar as superfícies onduladas abaixo dos depósitos de pântano transgressivo e também nos depósitos de face praial. ....	58
Figura 22 - Arquitetura estratigráfica de uma sequência deposicional fluvial influenciada por flutuações do nível de base no contexto de um vale inciso (esquerda), e de um sistema de canal de bypass (direita). Atentar-se para a diferenciação entre depósitos de canais influenciados por processos de maré (estuário) causado pela inundação marinha de vales incisos, e depósitos de natureza lagunar formados quando a plataforma plana de um sistema de bypass é inundado. SIM = Superfície de Inundação Máxima. ....	61

Figura 23 - Seção colunar dos depósitos de canais de maré (afloramento BP-75): (A) camadas tabular a lenticular, com adelgaçamento lateral das camadas; (B) detalhe de tronco retrabalhado presente no conglomerado matriz-suportado (Gmg), sobre camada de paleossolo; (C) acamamento heterolítico ondulado (Hw); (D) acamamento heterolítico lenticular (Hl), com laminação cruzada e recobrimento argiloso; (E) arenito fino com acamamento flaser (Hf) e laminação cruzada com sets opostos (Sr); (F) arenito fino com laminação plano-paralela (Sh); (G) arenito fino com laminação ondulada assimétrica e sets opostos (Sr), ocasionalmente com recobrimento argiloso nos foresets, associada com acamamento flaser (Hf).....65

Figura 24 - Seção panorâmica e seção colunar do afloramento BP-89, com a ilustração dos elementos arquiteturais CH e FF, superfícies limítrofes e as associações de fácies de canal fluvial meandrante (AF-2) e planície de inundação (AF-3), compondo um padrão granodecrescente ascendente.....68

Figura 25 - Seção colunar (BP-89) ilustrando a relação entre os depósitos de canal fluvial meandrante (AF-2) e depósitos de planície de inundação (AF-3): (A) Padrão granodecrescente ascendente; (B) Destaque para os grânulos de quartzo e pelito, mal selecionados na base da litofácies Sp; (C) Laminação plano-paralela característica da litofácies Sh; (D) Laminação ondulada assimétrica (ripples), característica da litofácies Sr; (E) Disposição das camadas na base do afloramento, e respectivas litofácies, elementos arquiteturais e superfícies limítrofes; (F) Superfície limítrofe de 5ª ordem que separa depósitos de planície de inundação dos depósitos de canal; (G) Lag residual composto por intraclastos argilosos presentes na base da camada de arenito grosso; (H) Estratificação cruzada acanalada, característica da litofácies St. ....69

Figura 26 - Seção panorâmica e colunar do afloramento BP-112, com a sucessão de fácies e elementos arquiteturais da planície de inundação (AF-3): A e B) laminação cruzada de baixo ângulo (litofácies Sl) em arenito fino presente nos depósitos de rompimento de crevasa (Elemento CS); e C) gretas de ressecamento que ocorrem no topo das camadas de pelito da planície de inundação (Elemento FF).....72

Figura 27 - (A) Foto panorâmica da porção superior do afloramento BP-89, com destaque para a superfície limítrofe de 5ª ordem que separa os depósitos de planície de inundação dos depósitos de canal; (B) Pelito maciço com textura blocky, característico da litofácies Fm; (C) Pelito maciço com destaque para a superfície de ravinamento oxidada no topo da camada; (D) Pelito com acamamento heterolítico lenticular, característico da litofácies Hl; (E) Destaque para a superfície limítrofe de 5ª ordem na porção intermediária do afloramento; (F) Intercalação de



camadas tabulares a lenticulares de arenito fino e pelito, no depósito de planície de inundação;  
(G) Interpretação da Figura F. .... 73

Figura 28 - Seção colunar do afloramento BP-102 com as respectivas medidas de paleocorrentes em diagramas de rosetas; (A) Feições de erosão por onda observadas na base do afloramento; (B) Detalhe de truncamento erosivo e suave contorno das camadas sobrepostas; (C) Pacotes tabulares de arenito fino com laminação plano-paralela contornam suavemente camadas erodidas por ação de onda; (D) Foto panorâmica da porção superior do afloramento BP-102, com destaque para variedade de estruturas sedimentares que se sobrepõem, com camadas que se adelgaçam e se truncam espacialmente; (E) Truncamento entre camadas com fácies distintas; (F) Estratificação cruzada acanalada de médio porte, característica da litofácies St. .... 76

Figura 29 - Seção colunar do afloramento BP-129 com as respectivas medidas de paleocorrentes em diagrama de roseta. (A) Disposição das camadas na seção BP129-I, lateralmente contínuas por 50 m; (B) Acamamento ondulado da litofácies Sh; (C) Gretas de sinérese observadas em blocos do siltito arenoso; (D) Siltito arenoso maciço com textura blocky, característico da litofácies Fm; (E) Crosta laterítica irregular (seta vermelha) observada no topo do siltito arenoso; (F) Heterolito com acamamento ondulado (wavy), característico da litofácies Hw; (G) Recobrimento argiloso dos sets e foresets dos estratos cruzados de ripples de corrente, presentes na litofácies Hw; (H) Crosta laterítica (seta vermelha) observada na base de paleossolo laterítico com marcas de folhas; (I) Laminações onduladas simétricas e assimétricas características da litofácies So. .... 78

Figura 30 - Seção colunar do afloramento BP-129-II com as respectivas medidas de paleocorrentes em diagrama de roseta. (A) Disposição das camadas na seção BP129-II, lateralmente contínuas por 100 m; (B) Disposição da camada de heterolitos com acamamento ondulado (litofácies Hw) e lenticular (Hl), com camada irregular de carvão no topo; (C) Heterolito com acamamento lenticular, típico da litofácies Hl; (D) Heterolito com acamamento ondulado (wavy), típico da litofácies Hw; (E) Camada irregular de carvão (até 3 cm), com ocorrência de nódulos de pirita e crosta laterítica no topo; (F) Laminação ondulada swaley, característica da litofácies Shs; (G) Feição lateral da laminação ondulada swaley, horizontalizada; (H) Na litofácies So são observadas ripples de onda que se trunca lateralmente. .... 80

Figura 31 - Seção colunar do afloramento BP-129. (A) Disposição das camadas na seção BP129-III, lateralmente contínuas por 150 m subindo no ao longo da rodovia; (B) Acamamento ondulado e laminação ondulada simétrica que se truncam espacialmente; (C) Vista em planta

de ripples de onda presentes na litofácies So; (D) Laminação ondulada swaley (litofácies Shs); (E) Contato ravinado entre pelito maciço com textura blocky e arenito fino a médio com ripples de onda e corrente; (F) Ripples de onda e corrente observadas na litofácies Sr; (G) Vista em planta de paleotronco observado na litofácies Fm..... 82

Figura 32 - Seção colunar da seção BP-129-IV, com as respectivas medidas de paleocorrentes em diagramas de roseta. (A) Gradação vertical do pelito laminado (litofácies Fl) para textura maciço (blocky), indicativo de exposição subaérea; (B) Pelito finamente laminado, característico da litofácies Fl; (C) Bioturbação observada em heterolito com acamamento lenticular; (D) Intercalação de camadas tabulares de heterolito com acamamento ondulado com espessura de até 30 cm e heterolito com acamamento flaser, com até 20 cm de espessura; (E) Heterolito com acamamento flaser, característico da litofácies Hf; (F) Heterolito com acamamento ondulado, característico da litofácies Hw; ..... 85

Figura 33 - Seção colunar do afloramento BP-129, com as respectivas medidas de paleocorrentes em diagrama de roseta. (A) Disposição das camadas na seção BP129-V, contínuas lateralmente por mais de 150 m ao longo do afloramento; (B) Contato irregular entre arenitos do depósito de praia (AF-5) e heterolito com acamamento lenticular do depósito de preenchimento de laguna (AF-8); (C) Contato irregular entre a associação de fácies de preenchimento de laguna e de delta de maré enchente (litofácies Hl e St, respectivamente); (D) Disposição da litofácies Sr ao longo de superfície convexa (macroforma de canal); (E) Camadas irregulares de pelito carbonoso com até 5 cm de espessura e que ocorrem ao longo da litofácies Sr; (F) Nódulos de pirita que ocorrem ao longo da litofácies St; (G) Lâminas e camadas irregulares de pelito carbonoso que ocorrem associados às ripples de corrente (litofácies Sr); (H) Litofácies Sr com laminações cruzadas bidirecionais..... 86

Figura 34 - Modelo deposicional e seção composta dos afloramentos BP-75, BP-82, BP-89 e BP-112, elaborados a partir do empilhamento estratigráfico das seções colunares e definição de superfícies estratigráficas. .... 90

Figura 35 - Modelo deposicional e seção composta do afloramento BP-129, elaborados a partir do empilhamento estratigráfico das seções colunares e definição de superfícies estratigráficas. .... 94

Figura 36 – Imagem síntese das associações de fácies, unidades deposicionais e evolução estratigráfica do conjunto de afloramentos da Formação Rio Bonito estudados no município de Ituporanga, Santa Catarina, considerando-se os Membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis. 95

## **LISTA DE QUADROS**

Quadro 1 - Classificação de fácies para sistemas fluviais. ....	31
Quadro 2 - Hierarquia das superfícies limítrofes com a respectiva escala de tempo de ocorrência do processo, caracterização e interpretação. ....	32
Quadro 3 - Divisão dos afloramentos em dois grupos, separados por uma distância de 15 km e que representam sistemas deposicionais distintos. ....	88

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Dimensões, localização e coordenadas UTM de cada afloramento selecionado para o desenvolvimento do trabalho.....	21
Tabela 2 - Classificação das marés de acordo com a sua amplitude. ....	47
Tabela 3 - Litofácies sedimentares da Formação Rio Bonito na região de Ituporanga, Bacia do Paraná. ....	62
Tabela 4 - Associações de fácies definidas nos afloramentos BP-75, BP-82, BP-89, BP-112 e BP-129.....	63

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>19</b>
1.1	OBJETIVOS.....	20
1.1.1	Principal .....	20
1.1.2	Específicos .....	20
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	20
<b>2</b>	<b>CONTEXTO GEOLÓGICO .....</b>	<b>22</b>
2.1	BACIA DO PARANÁ .....	22
2.2	ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO.....	22
2.3	ARCABOUÇO ESTRUTURAL.....	25
2.4	GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO.....	28
<b>3</b>	<b>MÉTODOS.....</b>	<b>29</b>
3.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO .....	29
3.2	ESTUDO DO AFLORAMENTO .....	29
3.3	ANÁLISE FACIOLÓGICA E ARQUITETURAL .....	30
3.4	ANÁLISE DE PALEOCORRENTES .....	33
3.5	ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA .....	34
<b>4</b>	<b>REFERENCIAL TEÓRICO .....</b>	<b>36</b>
4.1	FATORES QUE CONTROLAM A SEDIMENTAÇÃO .....	36
4.2	TRANSGRESSÕES E REGRESSÕES: AS TRAJETÓRIAS DA LINHA DE COSTA 36	
4.3	SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS .....	38
4.4	TRATOS DE SISTEMAS .....	40
4.5	PALEOSSOLOS .....	41
4.6	AMBIENTES COSTEIROS TRANSGRESSIVOS .....	43
4.7	PROCESSOS FLUVIAIS .....	44
4.8	TRANSPORTE E SEDIMENTAÇÃO COSTEIRA.....	46

4.9	ESTUÁRIOS .....	49
4.9.1	Estuário dominado por onda.....	51
4.9.2	Estuário dominado por maré .....	53
4.9.3	Estuário misto .....	55
4.10	ILHAS-BARREIRAS .....	57
4.11	IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS DOS ESTUÁRIOS E ILHAS BARREIRAS 60	
5	<b>RESULTADOS.....</b>	<b>62</b>
5.1	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE CANAL DE MARÉ (AF-1) .....	63
5.2	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE CANAL FLUVIAL MEANDRANTE (AF-2).....	67
5.3	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO (AF-3) .....	70
5.4	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PRAIA/FACE PRAIAL SUPERIOR (AF4) .....	75
5.5	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PRAIA (AF-5).....	77
5.6	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PLANÍCIES DE MARÉ (AF-6) .....	79
5.7	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LEQUES DE LAVAGEM (AF-7) .....	81
5.8	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PREENCHIMENTO DE LAGUNA (AF-8).....	83
5.9	ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE DELTA DE MARÉ ENCHENTE (AF-9).....	83
6	<b>DISCUSSÃO .....</b>	<b>88</b>
7	<b>CONCLUSÃO .....</b>	<b>95</b>
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>97</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O conhecimento científico do arcabouço estratigráfico e evolução paleoambiental da Formação Rio Bonito é fundamental no mapeamento de superfícies estratigráficas regionais, tendo em vista a compreensão detalhada dos ciclos de regressão e transgressão marinha no Permiano na Bacia do Paraná. No Estado de Santa Catarina, ocorrem amplas exposições da Formação Rio Bonito, em condições favoráveis ao estudo de detalhe e mapeamento de superfícies estratigráficas.

A Formação Rio Bonito registra o início da sedimentação pós-glacial na Bacia do Paraná, depositada durante evento de transgressão marinha em paleovales, diretamente sobre o Grupo Itararé (LAVINA; LOPES, 1987), e representa o registro Eopermiano da Supersequência Gondwana I (MILANI et al., 2007). Com exposições nos Estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná, a Formação Rio Bonito compreende arenitos, siltitos, folhelhos, além de camadas de carvão e calcário, distribuídos ao longo da borda leste da bacia (SCHNEIDER et al. 1974).

Desde a década de 1970, a Formação Rio Bonito tem sido alvo de pesquisas devido a sua importância econômica, com a ocorrência de jazidas de carvão (Estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná) e urânio (Paraná), e também potencial como rochas reservatórios para hidrocarbonetos. Os estratos da Formação Rio Bonito nos estados do Rio Grande do Sul e do Paraná possuem arcabouço estratigráfico e evolução sedimentar interpretados segundo os princípios da Estratigrafia de Sequências e estão associados à complexa sedimentação de sistemas deposicionais transicionais (flúvio-costeiro-marinho), cujo registro sedimentar evidencia sedimentação influenciada por processos fluviais, de onda e de maré. Inicialmente, esta formação foi interpretada como um extenso *front* deltaico (NORTHFLEET et al., 1969). Trabalhos como Holz (2003) relacionam a deposição das camadas de carvão da Formação Rio Bonito na região de Candiota, Rio Grande do Sul, a um modelo deposicional de complexo ambiente lagunar estuarino influenciado por onda e maré. Della Fávella et al. (1994) interpretam a região de Candiota como parte de um sistema de ilhas-barreiras de mar raso dominado por ondas, em que os depósitos de turfa se acumularam em regiões protegidas da ação de ondas. No norte e centro-norte do Paraná, a Formação Rio Bonito compreende depósitos de preenchimento de vales incisos por associação de fácies estuarinas (ZACHARIAS; ASSINE, 2005; JATKOSKI; BATEZELLI, 2014).

Busca-se com este trabalho estabelecer o arcabouço estratigráfico e paleoambiental da Formação Rio Bonito na região de Ituporanga, Santa Catarina, de forma a refinar, detalhar e reconstituir a história evolutiva da Bacia do Paraná durante o Permiano.

## 1.1 OBJETIVOS

### 1.1.1 Principal

Este trabalho tem como objetivo principal reconstituir o paleoambiente e a evolução estratigráfica da Formação Rio Bonito no município de Ituporanga, Santa Catarina.

### 1.1.2 Específicos

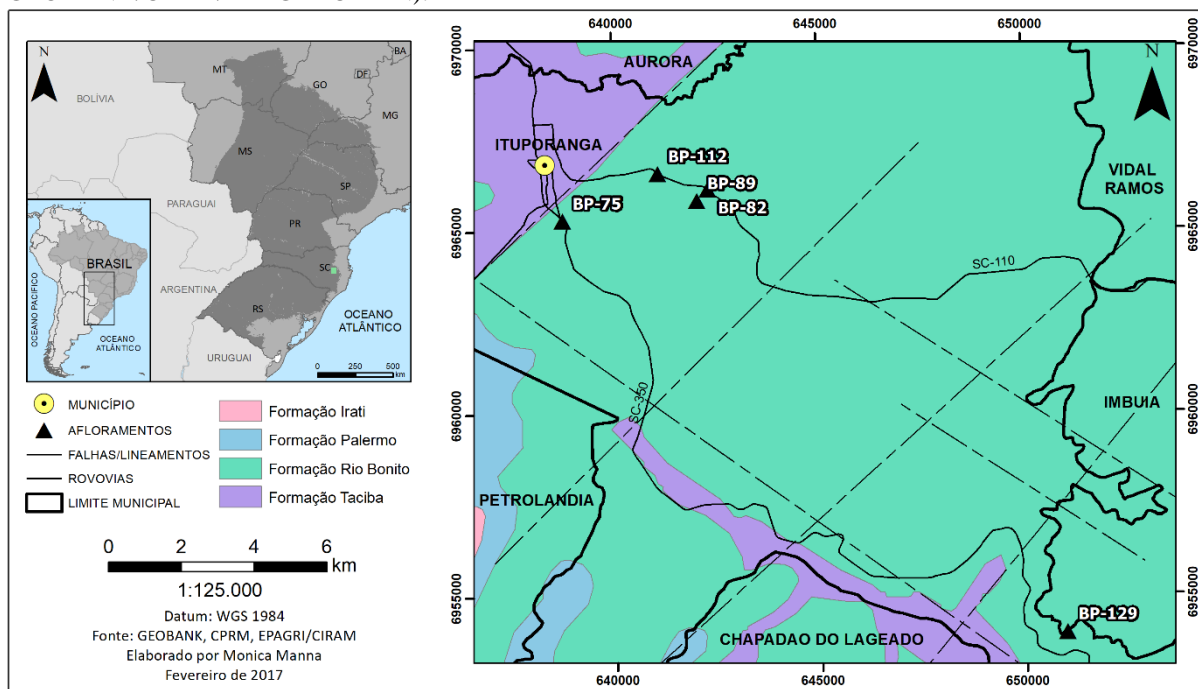
Este trabalho tem como objetivos específicos: (1) caracterizar as fácies sedimentares e associações de fácies em termos de ambientes deposicionais; (2) caracterizar a geometria dos corpos sedimentares e discutir os padrões de distribuição vertical e lateral das fácies de forma a definir tendências deposicionais vinculadas à alterações no aporte sedimentar e espaço de acomodação; (3) determinar unidades deposicionais e tratos de sistemas; e (4) propor um modelo litoestratigráfico das unidades da Formação Rio Bonito recorrentes na área de estudo.

## 1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada no Município de Ituporanga, região leste do Estado de Santa Catarina (Figura 1). Nesta área, foram selecionados cinco afloramentos em cortes de estrada e em loteamento residencial (Tabela 1). Estes afloramentos exibem ampla continuidade lateral (> 50 m) e vertical (de 10 a 80 m), e que permitem o mapeamento de fácies sedimentares e análise arquitetural em escala de detalhe. Por exemplo, o afloramento BP-129 constitui um corte de estrada na subida de um morro (km 404 da SC-350), onde é registrado mais de 80 m de uma sucessão contínua de rochas.



Figura 1 - (A) Mapa político da América do Sul com destaque para o Brasil e Bacia do Paraná. (B) Mapa político do Brasil com destaque para a Bacia do Paraná e para a área de estudo. (C) Mapa geológico simplificado da área de estudo, localizada no município de Ituporanga, região centro-leste de Santa Catarina (Base de dados GEOBANK/CPRM/EPAGRI-CIRAN).



Fonte: Do autor, 2017.

Tabela 1 - Dimensões, localização e coordenadas UTM de cada afloramento selecionado para o desenvolvimento do trabalho.

Afloramento	Dimensões	Localização	UTM (E)	UTM (S)
<b>BP-75</b>	05 m x 100 m	Entrada de Ituporanga pela SC-350 à Sul	638722 m	6965272m
<b>BP-82</b>	15 m x 150 m	Margem direita em direção à Ituporanga pela SC-110/BR-486	642283 m	6966107 m
<b>BP-89</b>	25 m x 100 m	Loteamento residencial com acesso pela Rua Ernesto Ludwig	642015 m	6965785 m
<b>BP-112</b>	12 m x 130 m	Margem esquerda em direção à Ituporanga pela SC-110/BR-486	641063 m	6966536 m
<b>BP-129</b>	80 m x 200 m	Entrada no km 404 da SC-350	650945 m	6953914 m

Fonte: Do autor, 2017.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 2.1 BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná compreende uma ampla área sedimentar situada no sudoeste da Plataforma Sul-Americana, e possui um registro estratigráfico que abrange rochas do Paleozoico ao Mesozoico. Esta bacia possui geometria alongada NE-SW e ocupa uma área de 1.100.000 km<sup>2</sup> no Brasil, além de 300.000 km<sup>2</sup> distribuídos no nordeste da Argentina, oeste do Paraguai e norte-noroeste do Uruguai (PEREIRA et al., 2012). Segundo Milani et al. (2007), o pacote sedimentar-magmático da Bacia do Paraná pode atingir espessura de 7.000 m em seu depocentro, que coincide com a calha principal do Rio Paraná. Os limites geográficos da Bacia do Paraná são de natureza erosiva e estão associados aos eventos tectônicos que atuaram na Plataforma Sul-Americana, especialmente durante o Meso-Cenozoico, relacionados à abertura do Oceano Atlântico Sul (MILANI et al., 2007).

### 2.2 ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO

Estudos estratigráficos sobre a Bacia do Paraná foram primeiramente realizados pelo geólogo norte-americano Israel C. White, cujos resultados de investigações na região da Serra do Rio do Rastro, em Santa Catarina, foram publicados no relatório da “Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil”, em 1908. Após estes estudos pioneiros, foi realizada uma ampla gama de trabalhos por toda a Bacia do Paraná (NORTHFLEET et al., 1969; SCHNEIDER et al., 1974; ZÁLAN et al., 1990; MILANI, 1997; MILANI et al., 2007).

Baseado nos princípios de *Supersequências* de Vail et al. (1977), Milani et al. (2007) propuseram uma nova configuração para o arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná, que inclui seis unidades de escala regional (Figura 2): Supersequência Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Supersequência Paraná (Devoniano), Supersequência Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Supersequência Gondwana II (Meso a Neotriássico), Supersequência Gondwana III (Neojurássico a Eocretáceo) e Supersequência Bauru (Neocretáceo). A deposição das Supersequências Ivaí, Paraná e Gondwana I registra diversos ciclos transgressivos-regressivos ocorridos durante o Paleozoico e início do Mesozoico em consequência de flutuações do nível relativo do mar. As Supersequências Gondwana II, Gondwana III e Bauru estão relacionadas à sedimentação predominantemente continental, com a intrusão de rochas vulcânicas associadas (Formação Serra Geral).



A Supersequência Rio Ivaí compreende as rochas sedimentares mais antigas da Bacia do Paraná, depositadas entre o Ordoviciano e Siluriano, diretamente sobre o embasamento. Esta supersequência, que ocorre desde Santa Catarina até Mato Grosso e Goiás, compreende, da base para o topo, as Formações Alto Garças, Iapó e Vila Maria. Seu limite superior é marcado por uma discordância subaérea irregular regional neo-siluriana (MILANI et al., 2007).

A Supersequência Paraná compreende rochas sedimentares devonianas depositadas durante amplo evento de transgressão ocasionado pela invasão do Oceano Panthalassa na margem oeste do Supercontinente Gondwana, registrado pelos arenitos da Formação Furnas e pelitos da Formação Ponta Grossa (MILANI et al., 2007). O topo desta supersequência é marcado por uma discordância neodevoniana, que registraria um hiato de cerca de 70 Ma (MILANI et al., 2007), ou 40 Ma de anos (PEREIRA et al., 2012).

Segundo Zálan et al. (1991), a ausência de registro sedimentar entre as supersequências Paraná e Gondwana I está relacionada à Orogenia Herciniana, que causou o soerguimento regional da Bacia do Paraná. Porém, advoga-se que o deslocamento do Supercontinente Gondwana para altas latitudes teria provocado mudanças climáticas na bacia, resultando em eventos de glaciação em larga escala, com o desenvolvimento de geleiras e queda súbita do nível relativo do mar (CAPUTO et al., 2008).

A Supersequência Gondwana I, com espessuras de até 2.500 m, compreende rochas sedimentares do Neocarbonífero ao Eotriássico, que afloram especialmente ao longo da borda leste da bacia (MILANI et al. 2007). Estas rochas representam um ciclo Transgressivo-Regressivo que culmina com a restrição da Bacia do Paraná com relação ao Oceano Panthalassa. A sedimentação desta supersequência ocorreu associada a eventos de glaciação e deglaciação, desenvolvimento de sistemas deltaicos, estuários e ilhas barreiras ao longo da costa (“extenso *front* deltaico” NORTHFLEET et al., 1969). A Supersequência Gondwana I compreende, da base para o topo, Formação Aquidauana e Formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba (Grupo Itararé), Formações Rio Bonito e Palermo (Grupo Guatá), Formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rastro (Grupo Passa Dois), Formações Piramboia e Sanga Cabral (MILANI et al. 2007). O topo desta supersequência é marcado pela Discordância Eotriássica.

A Supersequência Gondwana II foi depositada em bacias do tipo gráben, do Meso ao Neotriássico, e ocorre apenas no Rio Grande do Sul e Uruguai. A unidade litoestratigráfica desta supersequência é a Formação Santa Maria, que compreende pelitos com importante

assembleia de fósseis de vertebrados (MILANI et al. 2007). O limite superior desta supersequência corresponde a Discordância Neojurássica.

A Supersequência Gondwana III compreende a sucessão sedimentar-magmática da Bacia do Paraná, formada entre o Neojurássico e Eocretáceo. É constituída por arenitos eólicos da Formação Botucatu e rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. A Formação Botucatu representa o processo de desertificação originado no interior do Supercontinente Gondwana. A Formação Serra Geral, por sua vez, representa o evento de magmatismo decorrente da fragmentação do Gondwana Ocidental, que levou a abertura do Oceano Atlântico Sul, sendo observada ao longo de toda a bacia na forma de extensos platôs, diques ou *sills* (MILANI et al. 2007). O topo desta unidade é marcado pela Discordância Eocretácea.

A Supersequência Bauru instalou-se durante o Neocretáceo, no contexto de equilíbrio isostático da bacia após fragmentação continental e intenso magmatismo. Segundo Milani et al. (2007), os depósitos sedimentares desta unidade originaram-se da erosão de rochas pré-cambrianas e paleozoicas expostas ao longo das bordas da bacia. A sedimentação ocorreu em condições de clima semiárido a desértico.

### 2.3 ARCABOUÇO ESTRUTURAL

Ao longo de sua evolução geológica, a Bacia do Paraná foi influenciada pela atuação de eventos orogênicos nas bordas da Placa Sul-americana. Além da tectônica, variações climáticas e eustáticas provocaram o avanço e recuo de mares epicontinentais, influenciando a sedimentação na linha de costa.

Por se tratar de uma bacia intracratônica, os lineamentos e zonas de falhas observadas na Bacia do Paraná estão principalmente associados a reativação de estruturas do embasamento (ZÁLAN et al., 1990).

De acordo com Fúlfaro et al. (1982), a sedimentação na Bacia do Paraná esteve associada à um conjunto de calhas aulacogênicas dispostas segundo direção NW-SE. Zálan et al. (1987) propõem que a instalação e subsidência desta bacia esteve vinculada à contração térmica resultante do final do Ciclo Brasileiro. Segundo Milani (1997), cinturões colisionais ativos, situados na borda sudoeste do Gondwana, influenciaram diretamente na evolução e subsidência da Bacia do Paraná ao longo do Fanerozoico. A partir de esforços compressoriais causados pela Orogenia Oclóyica, foram geradas depressões alongadas segundo direção NE-

SW, onde iniciou-se a instalação da primeira unidade da Bacia do Paraná, a Supersequência Rio Ivaí (MILANI, 1997).

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná é caracterizado por três sistemas de falhas principais: NW-SE, NE-SW e E-W (ZÁLAN et al., 1990; Figura 3), onde os lineamentos principais exibem direção NW-SE e NE-SW, associados a processos de reativação tectônica das estruturas do embasamento. Os lineamentos E-W são relacionados aos esforços litosféricos decorrentes da abertura do Oceano Atlântico Sul.



## 2.4 GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo abrange a Formação Rio Bonito, unidade inferior do Grupo Guatá (GORDON JR., 1947), dentro do contexto da Supersequência Gondwana I.

A Formação Rio Bonito está associada à sedimentação pós-glacial na Bacia do Paraná, depositada sobre o Grupo Itararé durante o Eopermiano (Figura 4). Segundo White (1908), esta unidade é composta por arenitos associados a siltitos, pelitos e camadas de carvão e calcário, aflorantes ao longo da borda leste da Bacia do Paraná.

Schneider et al. (1974) definiram três unidades litoestratigráficas para a Formação Rio Bonito, denominadas, da base para o topo, por membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis.

O Membro Triunfo constitui a unidade inferior da Formação Rio Bonito, caracterizado por pacotes de arenitos e conglomerados intercalados com siltitos, pelitos carbonosos e camadas de carvão. O Membro Paraguaçu, porção intermediária, comporta siltitos e pelitos cinza intercalados com arenitos finos laminados e bioturbados, além de camadas de calcário. O Membro Siderópolis é a unidade superior, composto por arenitos finos a muito finos intercalados com pelitos, carbonosos ou não, e camadas de carvão.

A deposição destas unidades está associada a paleoambientes costeiros a marinhos rasos depositados durante evento de transgressão marinha (“transgressão permiana”; LAVINA; LOPES, 1986). As oscilações do nível de base no registro sedimentar da Formação Rio Bonito são constatadas pela ciclicidade de pacotes com camadas arenosas na base e pelíticas no topo, caracterizando padrão de afinamento para o topo (SCHNEIDER et al., 1974).

Figura 4 - Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná com destaque para a Formação Rio Bonito, unidade inferior do Grupo Guatá, pertencente à Supersequência Gondwana I.

Ma	GEOCRONOLOGIA			NATUREZA DA SEDIMENTAÇÃO	AMBIENTE DEPOSICIONAL	DISCORDÂNCIAS	LITOESTRATIGRAFIA			ESPESSURA MÁXIMA (m)	SEQÜÊNCIAS
	ERA	PERÍODO	ÉPOCA				GRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO		
250	PALEOZOICO	PERMIANO	EO	CONTINENT. MARINHA	EÓLICO FLUVIAL LAGOS RASOS	EOTRIÁSSICA	PASSA DOIS	PIRAMBOIA	SANGADO CABRAL		GONDWANA I
			OLENEKIANO					RIO DO RASTO	MORRO PELADO SERRINHA	650	
			LOPINGIANO					TERESINA		850	
			GUADALUPIANO					SERRA ALTA	ASSISTÊNCIA TAQUARAL	100	
			CAPITANIANO					IRATI		70	
			WORDIANO					PALERMO	SIDERÓPOLIS	300	
			ROADIANO					RIO BONITO	PARAGUAÇU	350	
			KUNGURIANO					TACIBA	TRIUNFO		
			ARTINSKIANO					CAMPO MOURÃO	RIO DO SUL		
			SAKMARIANO					L. AZUL	C. TENENTE		
300	ERO	PERMIANO	ASSELIANO	MARINHA	PERI-GLACIAL		ITARARÉ			1500	GONDWANA I
			GZHELIANO								
			KASNOVIANO								
	ERO	PERMIANO	PENNSYLVANIANO	MARINHA				AQUIDAUANA			GONDWANA I
			MOSCÓVIANO								
	ERO	PERMIANO	BASHKIRIANO	MARINHA							GONDWANA I

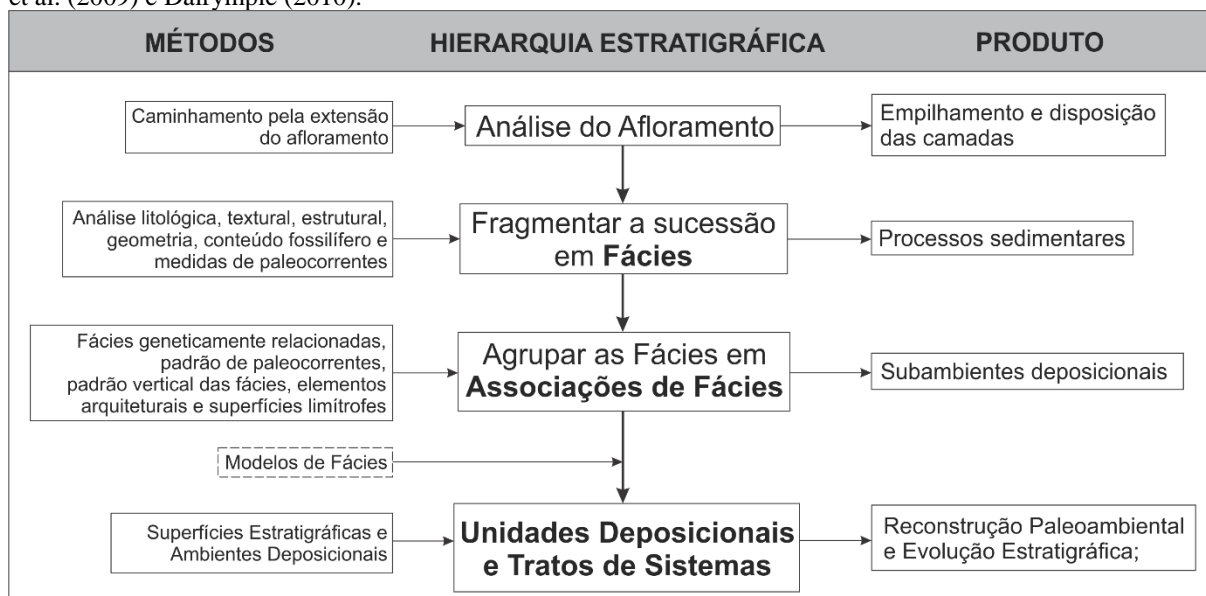
Fonte: Modificado de Milani et al. 2007.



### 3 MÉTODOS

Métodos de estudo de rochas sedimentares envolvem o emprego de diversas técnicas e diferentes escalas de observação. O fluxograma apresentado na Figura 5 exibe, de forma sequenciada, os métodos e suas finalidades, baseados principalmente nos trabalhos de Catuneanu (2006), Catuneanu et al. (2009) e Dalrymple (2010).

Figura 5 - Metodologia utilizada para o desenvolvimento do trabalho, baseada em Catuneanu (2006), Catuneanu et al. (2009) e Dalrymple (2010).



Fonte: Do autor, 2017.

#### 3.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O levantamento bibliográfico foi realizado durante todo o desenvolvimento do trabalho e consistiu na consulta a livros, teses e artigos sobre: 1) o registro Permiano e evolução da Bacia do Paraná; 2) Estratigrafia de Sequência (CATUNEANU, 2006; CATUNEANU et al., 2009); e 3) modelos de fácies sedimentares continentais e costeiros dominados por onda e maré (e.g. WALKER; JAMES, 1992; DALRYMPLE et al., 1992; JAMES; DALRYMPLE, 2010).

#### 3.2 ESTUDO DE AFLORAMENTOS

Os dados faciográficos e arquiteturais foram coletados em três etapas de campo, com duração de dois a três dias cada etapa, realizadas em setembro de 2015, março de 2016 e janeiro de 2017. Foram visitados afloramentos em cortes de estrada, em loteamento residencial e de

ocorrência natural, dos quais foram selecionados para este trabalho os afloramentos BP-75, BP-82, BP-89, BP-102 e BP-129, localizados no município de Ituporanga (Figura 1).

Durante as atividades de campo, as coordenadas UTM dos afloramentos foram adquiridas com GPS e inseridas no mapa de pontos para análise da distribuição espacial das fácies.

Em cada afloramento foram elaboradas seções colunares em escala 1:100 para descrição faciológica, análise das associações de fácies e do empilhamento vertical das fácies. As seções colunares possibilitaram a melhor visualização do padrão de empilhamento dos estratos, bem como a identificação de mudanças abruptas na sedimentação, com a detecção de superfícies estratigráficas. Foram obtidas seções panorâmicas e de detalhe dos afloramentos em campo para montagem de foto-mosaicos em laboratório, buscando destacar determinadas estruturas e a geometria das camadas.

### 3.3 ANÁLISE FACIOLÓGICA E ARQUITETURAL

Segundo Walker (1992), uma *fácies* sedimentar pode ser definida como um corpo rochoso com características litológicas e estruturais próprias, diferente das rochas abaixo, acima e lateralmente adjacentes, formada a partir de um determinado processo sedimentar. No presente trabalho, as fácies foram definidas conforme os atributos litológicos, texturais, estruturais e a geometria da camada (forma, extensão e espessura), além de aspectos adicionais como medidas de paleocorrentes, conteúdo fossilífero e carbonoso, a presença de nódulos de pirita, concreções e crosta ferruginosa.

As fácies foram classificadas conforme a codificação para fácies fluviais de Miall (1996; Quadro 1), o qual estabelece um código constituído por duas ou três letras, sendo que: i. a primeira letra, destacada em maiúsculo, refere-se ao tamanho de grão predominante no estrato sedimentar, por exemplo, *G* para *gravel* (cascalho), *S* para *sand* (areia) e *F* para *fine-grained* (areia muito fina, silte ou argila); e ii. a segunda e possivelmente terceira letra, colocadas em minúsculo, indicam a estrutura sedimentar e outra possível peculiaridade, por exemplo, *St* para arenito com estratificação cruzada acanalada (*trough cross-bedding*) e *Gmm*, para conglomerado maciço matriz-suportado. Por não apresentar unicamente fácies de origem fluvial, foi ainda necessário a adaptação de outras fácies seguindo a mesma metodologia.

Quadro 1 - Classificação de fácies para sistemas fluviais.

<b>Código</b>	<b>Fácies</b>	<b>Estruturas Sedimentares</b>	<b>Interpretação</b>
<b>Gmm</b>	Cascalho maciço matriz-suportado	Gradação incipiente	Fluxo de detritos plásticos de alta viscosidade e coesão interna
<b>Gmg</b>	Cascalho matriz-suportado	Gradação inversa a normal	Fluxo de detritos pseudoplástico de alta viscosidade e baixa coesão interna
<b>Gci</b>	Cascalho clasto-suportado	Gradação inversa	Fluxo de detritos, alta concentração de clastos (alta coesão interna) ou fluxo de detritos pseudoplástico (baixa coesão)
<b>Gcm</b>	Cascalho maciço clasto-suportado	-	Fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento)
<b>Gh</b>	Cascalho clasto-suportado, acamadamento incipiente	Acamadamento horizontal, imbricamento	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais ( <i>lags</i> )
<b>Gt</b>	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas acanaladas	Preenchimento de pequenos canais
<b>Gp</b>	Cascalho estratificado	Estratificações cruzadas planares	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de barras remanescentes
<b>St</b>	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas acanaladas	Dunas 3D, cristas sinuosas ou linguoides
<b>Sp</b>	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas planares	Dunas transversais 2D
<b>Sr</b>	Areia muito fina a grossa	Laminações cruzadas de marcas onduladas	Marcas onduladas (regime do fluxo inferior)
<b>Sh</b>	Areia muito fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Laminação horizontal, lineação de partição	Formas de leito plano (regime de fluxo superior/crítico)
<b>Sl</b>	Areia muito fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Estratificações cruzadas de baixo ângulo (<15°), podendo ser sigmoidais	Preenchimentos de depressões suaves ( <i>scour fills</i> ), dunas atenuadas, antidunas
<b>Ss</b>	Areia fina a muito grossa (podendo ser cascalhosa)	Amplas e suaves depressões	Preenchimentos de depressões suaves ( <i>scour fills</i> )
<b>Sm</b>	Areia fina a grossa	Maciça ou laminação indistinta	Depósitos de fluxos hiperconcentrados, fluidização ou intensa bioturbação
<b>Fl</b>	Areia, silte, lama	Laminações finas, laminações cruzadas de marcas onduladas de muito pequeno porte	Depósitos externos ao canal, canais abandonados ou depósitos de inundação
<b>Fsm</b>	Silte, lama	Maciço	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
<b>Fm</b>	Lama, silte	Maciço, gretas de contração	Depósitos externos ao canal ou canais abandonados
<b>Fr</b>	Lama, silte	Maciço, raízes, bioturbação	Solo incipiente
<b>C</b>	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, filmes de lama	Depósitos de pântanos vegetados ( <i>swamps</i> )
<b>P</b>	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Feições pedogênicas: nódulos, filamentos	Solo com precipitação química

Fonte: Modificado de Miall, 1996.

Segundo Collinson (1996), fácies geneticamente relacionadas e que possuem algum significado ambiental são agrupadas em associações de fácies, sendo possível a definição e interpretação de um sistema deposicional. Assim, após a definição das fácies, as mesmas foram agrupadas em associações de fácies geneticamente relacionadas. Em escala de afloramento, foram analisadas as relações espaciais das associações de fácies, com base em na sua geometria (interna e externa; bi e tridimensional) e superfícies limítrofes de ordem temporal bem definidas (Quadro 2), sendo possível a determinação de elementos arquiteturais.

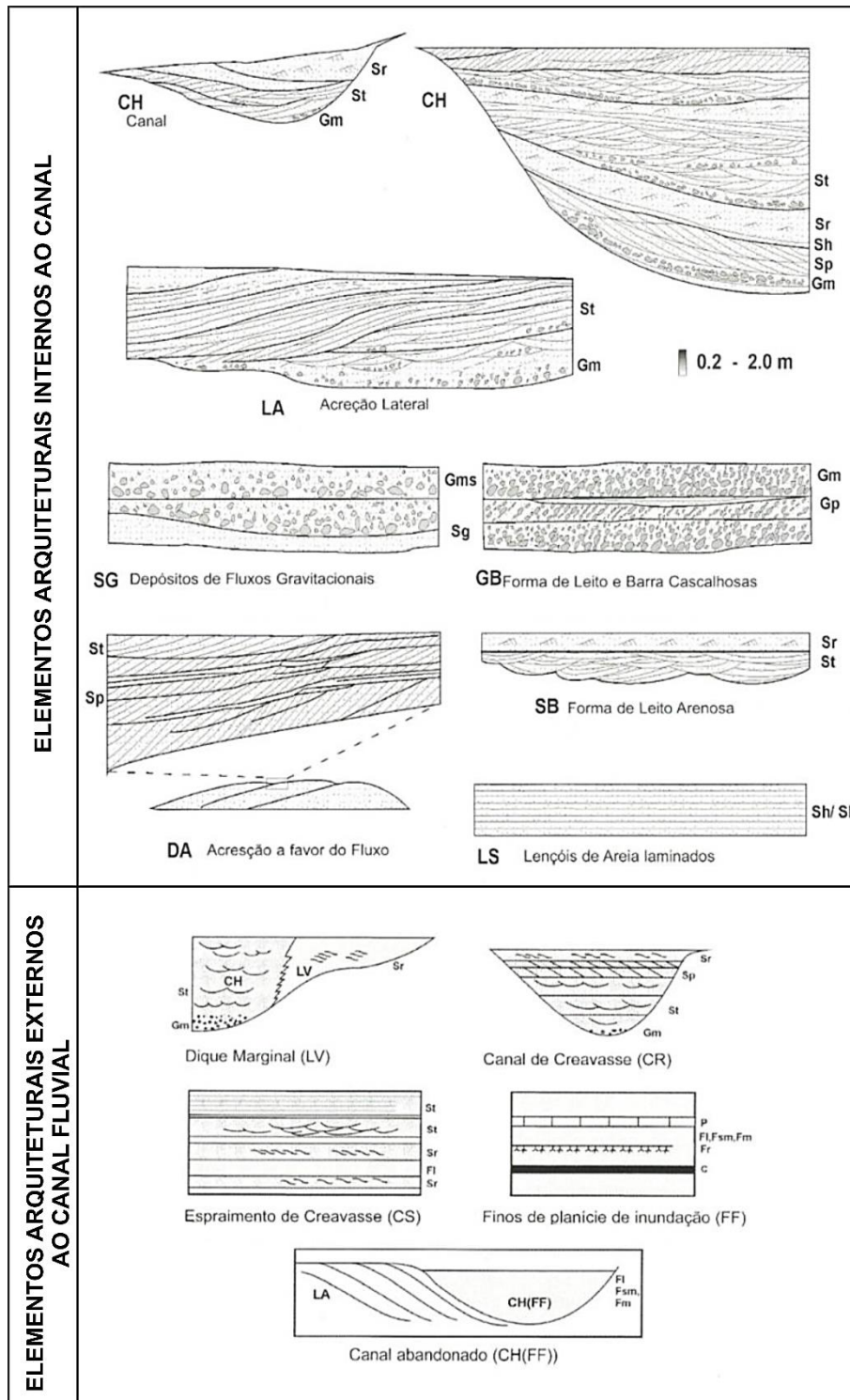
Quadro 2 - Hierarquia das superfícies limítrofes com a respectiva escala de tempo de ocorrência do processo, caracterização e interpretação.

Ordem	Escala de Tempo do Processo	Características	Interpretação
1 <sup>a</sup>	$10^{-5}$ a $10^{-4}$ (horas ou dias)	Limite de <i>sets</i> de uma mesma litofácies. A litofácies é a mesma acima e abaixo desta superfície	Migração de formas de leito de mesma morfologia em condições de sedimentação sem alteração durante período de deposição
2 <sup>a</sup>	$10^{-2}$ a $10^{-1}$ (dias a meses)	Limite de <i>cosets</i> de diferentes litofácies. A superfície separa litofácies diferentes, acima e abaixo	Mudanças nas condições do fluxo
3 <sup>a</sup>	$10^0$ a $10^1$ (um a dez anos)	Superfícies de reativação no interior de macroformas	Mudanças na velocidade e direção do fluxo
4 <sup>a</sup>	$10^2$ a $10^3$ (centenas de anos)	Separar macroformas distintas. A superfície separa assembleias de litofácies diferentes	Mudanças no padrão das barras. Fluxo irregular devido a irregularidades no leito do canal fluvial ou à períodos de enxurrada
5 <sup>a</sup>	$10^3$ a $10^4$ (milhares de anos)	Superfícies que delimitam canais ou complexo de canais	Migração ou incisão lateral de canais fluviais
6 <sup>a</sup>	$10^4$ a $10^5$ (dezenas de milhares de anos)	Superfícies que delimitam conjunto de canais ou paleovales	Registram mudanças significativas no sistema fluvial relacionadas a variação no nível de base estratigráfico
7 <sup>a</sup>	$10^5$ a $10^6$	Limite de Sequências	Resposta a pulsos tectônicos da falha
8 <sup>a</sup>	$10^6$ a $10^7$	Discordância regional em escala de bacia	Eventos de escala global

Fonte: Modificado de Miall (1985).

Conforme Miall (1985), o elemento arquitetural compreende um conjunto de associações de fácies, produto de um ou mais processos que atuam em um sistema deposicional, resultado do acúmulo da deposição e erosão ao longo do tempo geológico. Para sistemas fluviais, Miall (1996) definiu elementos arquiteturais de depósitos de canais e depósitos externos ao canal (Figura 6).

Figura 6 - Elementos arquiteturais para depósitos fluviais, internos e externos ao canal.



Fonte: Modificado de Miall, 1996.

### 3.4 ANÁLISE DE PALEOCORRENTES

A importância da análise de paleocorrentes reside no fato de que as medidas obtidas revelam a orientação do afloramento com relação às tendências de migração do canal e barras

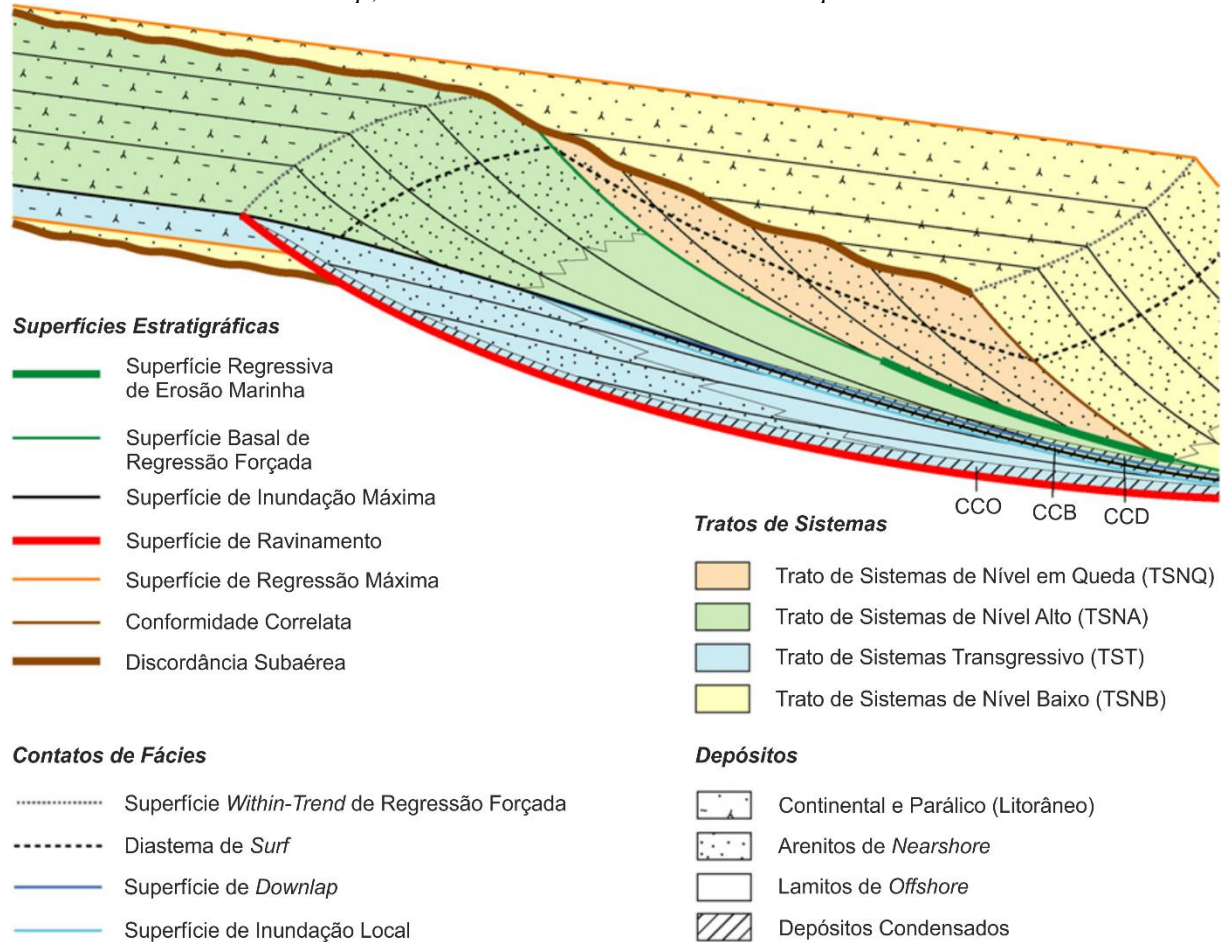
associadas e, em menor escala, a direção da migração de *ripples* e dunas. Sendo assim, é essencial para visualização da evolução do sistema, podendo destacar mudanças bruscas na direção do fluxo associado a algum evento interno ou externo ao ambiente de sedimentação (MIALL, 1996).

Para análise das paleocorrentes foi utilizado o *software* livre *OpenStereo* de forma que as medidas de estratos cruzados tabulares e laminações cruzadas por corrente e onda foram plotadas em diagramas de rosetas. Estes diagramas foram posicionados ao lado da fácies em que as medidas foram obtidas, ao longo da seção colunar.

### 3.5 ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA

A análise estratigráfica é realizada a partir da definição das superfícies estratigráficas conforme princípios da Estratigrafia de Sequências (Figura 7). Conforme Catuneanu (2006) e Catuneanu et al. (2009), as superfícies estratigráficas podem ser utilizadas como limites de tratos de sistemas e limites de sequências. Neste trabalho, estas superfícies serão utilizadas principalmente para individualizar sistemas deposicionais e tratos de sistemas, dado a escala dos afloramentos. A caracterização dos sistemas deposicionais permite a elaboração de um modelo que busca a reconstituição paleoambiental e estratigráfica da Formação Rio Bonito no município de Ituporanga.

Figura 7 - Delimitação das superfícies estratigráficas, contatos de fácies, tratos de sistemas e camadas conchíferas, desenvolvidas em um ciclo completo de mudanças no nível relativo do mar em uma plataforma/rampa siliciclástica, sendo também considerados depósitos de *offshore*. CCO – Camadas Conchíferas de *Onlap*; CCB – Camadas Conchíferas de *Backlap*; CCD – Camadas Conchíferas de *Downlap*.



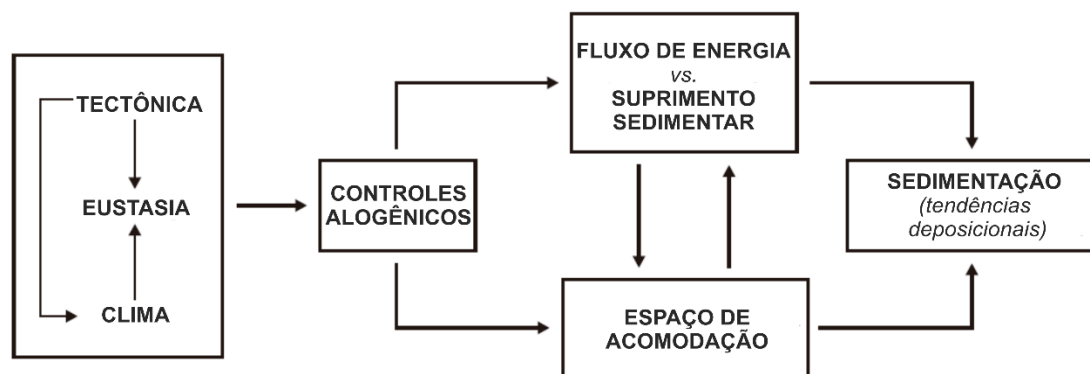
Fonte: Modificado de Catuneanu et al., 2009.

## 4 REFERENCIAL TEÓRICO

### 4.1 FATORES QUE CONTROLAM A SEDIMENTAÇÃO

Os processos de sedimentação resultam da combinação dos controles autogênicos e alogênicos, que determinam a distribuição dos elementos deposicionais em um sistema deposicional e definem os padrões regionais de empilhamento estratigráfico em uma bacia sedimentar (CATUNEANU, 2006). Os processos autogênicos controlam a dinâmica dos subsistemas deposicionais, como por exemplo, a avulsão de canais fluviais. Os processos alogênicos (tectônica, clima e eustasia) atuam em escala regional, controlando o aporte sedimentar, o espaço de acomodação (espaço disponível para acúmulo de sedimentos), e os padrões de sedimentação em uma bacia sedimentar (CATUNEANU, 2006; Figura 8).

Figura 8 - Fluxograma dos fatores alogênicos que controlam a sedimentação em uma bacia e suas relações com o fluxo de energia, suprimento sedimentar, espaço de acomodação e tendências deposicionais



Fonte: Modificado de Catuneanu, 2006.

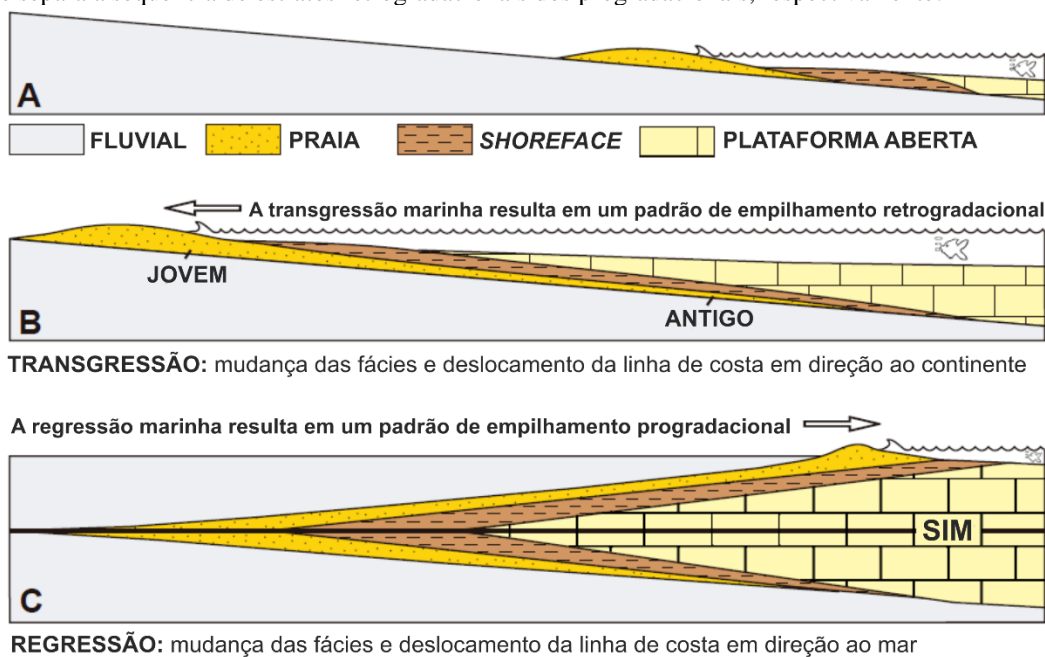
### 4.2 TRANSGRESSÕES E REGRESSÕES: AS TRAJETÓRIAS DA LINHA DE COSTA

A dinâmica e evolução sedimentar em ambientes costeiros está em constante mudança, tanto na escala humana quanto geológica. São ambientes sensíveis às flutuações no nível do mar e, portanto, são fundamentais no estudo da variação das condições climáticas, eustáticas e tectônicas ao longo da evolução geológica da Terra. O deslocamento da linha de costa em direção ao continente ou em direção ao mar produz padrões de empilhamento distintos (Figura 9) e é controlado pela taxa de sedimentação e pelas mudanças do nível de base (Figura 10). O reconhecimento e estudo das mudanças da linha de costa no registro sedimentar é processo essencial para a Estratigrafia de Sequências, visto a possibilidade de associar uma sucessão de



estratos sedimentares com tendências deposicionais específicas, e assim, determinar os padrões de empilhamento da sequência, conhecidos como Tratos de Sistemas (*Systems Tracts*; POSAMENTIER et al., 1988).

Figura 9 - (A) Condição de nível do mar estável, com os respectivos ambientes de sedimentação; (B) Condição de transgressão marinha; (C) Condição de regressão marinha. A SIM corresponde à superfície de inundação máxima e separa a sequência de estratos retrogradacionais dos progradacionais, respectivamente.



Fonte: Modificado de Catuneanu, 2006.

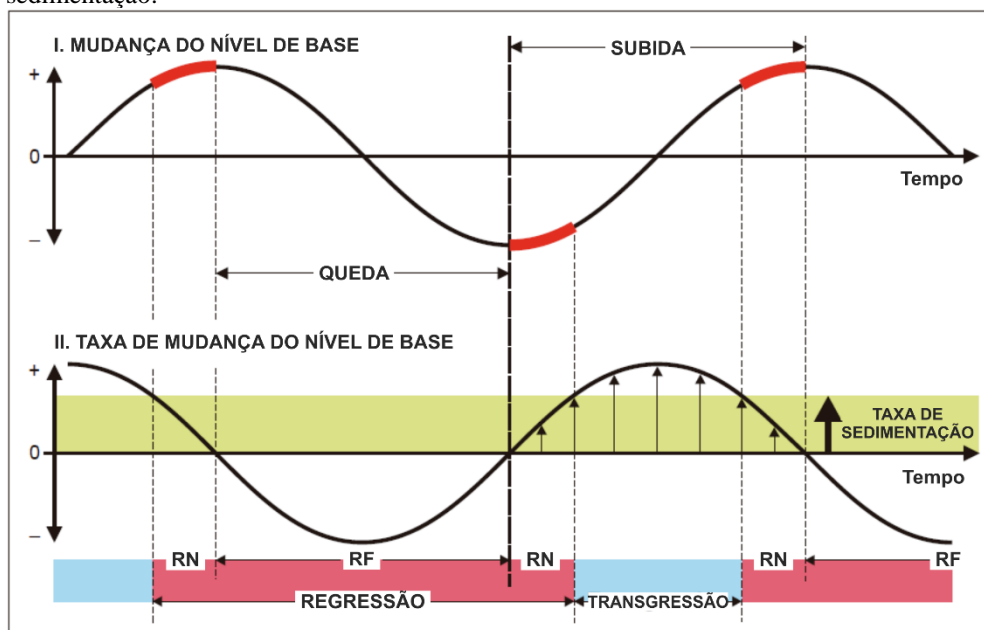
A transgressão corresponde ao deslocamento da linha de costa em direção ao continente, produzindo um padrão de empilhamento retrogradante das fácies, caracterizado pela sobreposição de fácies continentais por fácies costeiras a marinhas. Este processo envolve a criação de espaço de acomodação não acompanhado do aumento na taxa de aporte sedimentar (Figura 10). Os ambientes deposicionais costeiros são fortemente afetados por transgressões que causam intenso retrabalhamento sedimentar por ação de ondas e marés, causando amplo ravinamento.

Em geral, os estuários são ambientes sedimentares muito bem desenvolvidos durante processo de transgressão, incluindo sistemas fluviais de vales incisos e sistemas ilhas-barreiras. Ambientes continentais em transgressão comumente incluem depósitos fluviais influenciados por processos maré, e exibem estruturas diagnósticas como estratificação cruzada sigmoidal, acamamento *flaser*, ondulado e lenticular, traços-fósseis, bandamento de maré, estruturas bipolares tipo “espinha-de-peixe (SHANLEY et al., 1992; CATUNEANU, 2006).

Uma regressão ocorre quando a linha de costa se desloca em direção ao mar, produzindo um padrão progradante da fácies, que consiste na sobreposição de fácies marinhas por fácies continentais, resultando no progressivo raseamento da lâmina d'água (CATUNEANU, 2006). A regressão pode ser do tipo *normal* ou *forçada*. A regressão *normal* ocorre quando a taxa de aporte sedimentar é superior à taxa de elevação do nível de base (Figura 10), causando a agradação e progradação das fácies, visto que todo o espaço de acomodação criado é preenchido e os sedimentos são transportados a uma maior taxa maior do que são depositados. A regressão *forçada* ocorre durante queda do nível de base (Figura 10), promovendo o deslocamento da linha de costa independentemente da taxa de aporte sedimentar.

Os ambientes costeiros - zona de transição entre ambientes continentais e marinhos – são sensíveis aos processos de erosão, decorrentes de transgressões ou regressões (CATUNEANU, 2006). Geralmente, durante a regressão forçada, ocorre a incisão fluvial e formação de vales fluviais incisivos, nos domínios da plataforma continental (CATUNEANU, 2006), ocasionando *bypass* sedimentar (NICHOLS, 2009).

Figura 10 - Ciclo de Regressão-Transgressão completo com base nas mudanças do nível de base e da taxa de sedimentação.



Fonte: Modificado de Catuneanu, 2006.

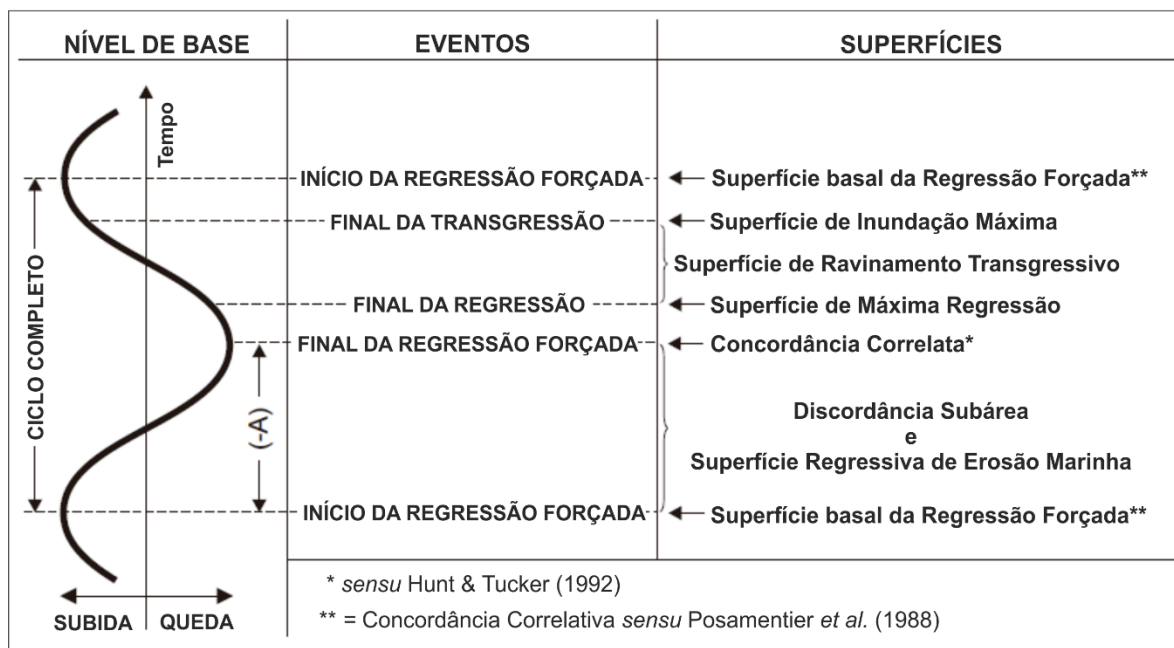
#### 4.3 SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

As superfícies estratigráficas são feições sedimentares que indicam mudanças nos regimes deposicionais no tempo e espaço, e são desenvolvidas pela combinação de mudanças

no nível de base e os processos de sedimentação, podendo ou não estar associadas a mudanças nas tendências deposicionais e a hiatos estratigráficos (CATUNEANU, 2006). As superfícies estratigráficas são identificadas por meio da aplicação de critérios que consideram a natureza do contato, os padrões das sucessões de fácies acima e abaixo do contato/superfície investigada, o registro das tendências deposicionais acima e abaixo do contato, a assembleia fossilífera ou icnofósseis presentes nos estratos, e as terminações estratais (CATUNEANU, 2006).

Segundo Catuneanu (2006), existem quatro eventos responsáveis pelo desenvolvimento de tendências deposicionais específicas, durante um ciclo de transgressão-regressão (Figura 11): 1) *Início da Regressão Forçada* – compreende o início da queda do nível de base e recuo da linha de costa, que é acompanhado por uma mudança substancial na sedimentação para erosão/*bypass* nos ambientes fluviais a marinho-raso; 2) *Final da Regressão Forçada* – compreende o final da queda do nível de base na linha de costa e registra a mudança de degradação para agração nos ambientes fluviais a marinho-raso; 3) *Final da Regressão* – registra a inversão da trajetória da linha de costa, da regressão para subsequente transgressão; e 4) *Final da Transgressão* - registra a mudança na direção da trajetória da linha de costa, da transgressão da linha de costa para subsequente regressão;

Figura 11 - Ocorrência das superfícies estratigráficas de acordo com os principais eventos que constituem um ciclo completo de mudanças no nível de base (ciclo de regressão-transgressão). O (-A) indica espaço de acomodação negativo.

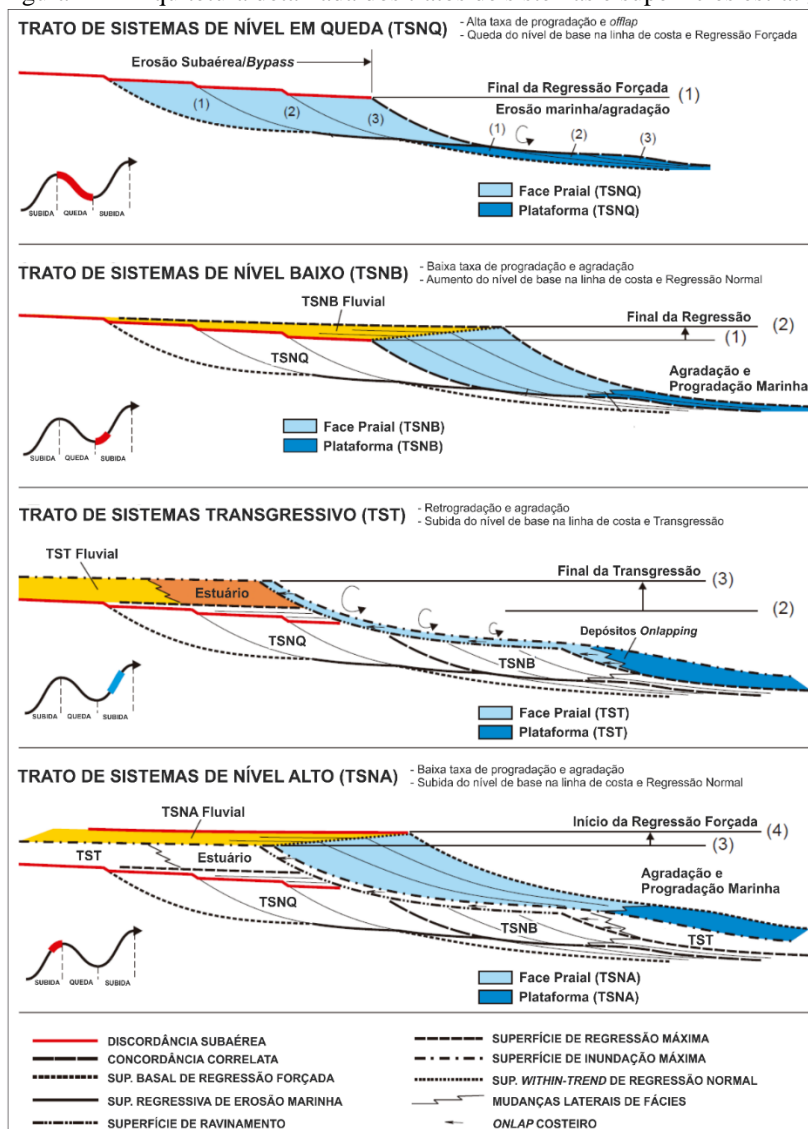


Fonte: Modificado de Catuneanu, 2006.

#### 4.4 TRATOS DE SISTEMAS

Tratos de Sistemas compreendem um conjunto de sistemas deposicionais geneticamente relacionados, que constituem uma Sequência Depositional, caracterizados segundo o padrão de empilhamento das fácies e suas respectivas tendências deposicionais (POSAMENTIER et al., 1988; CATUNEANU, 2006). Em uma Sequência Depositional, os Tratos de Sistemas são delimitados por superfícies limítrofes específicas e que definem seu posicionamento na sequência. A Figura 12 apresenta os tipos e a evolução dos Tratos de Sistemas de Nível em Queda (TSNQ), de Nível Baixo (TSNB), Transgressivo (TST) e de Nível Alto (TSNA), com as principais superfícies estratigráficas, no contexto da zona de transição entre o ambiente fluvial e marinho raso.

Figura 12 - Arquitetura detalhada dos tratos de sistemas e superfícies estratigráficas associadas.

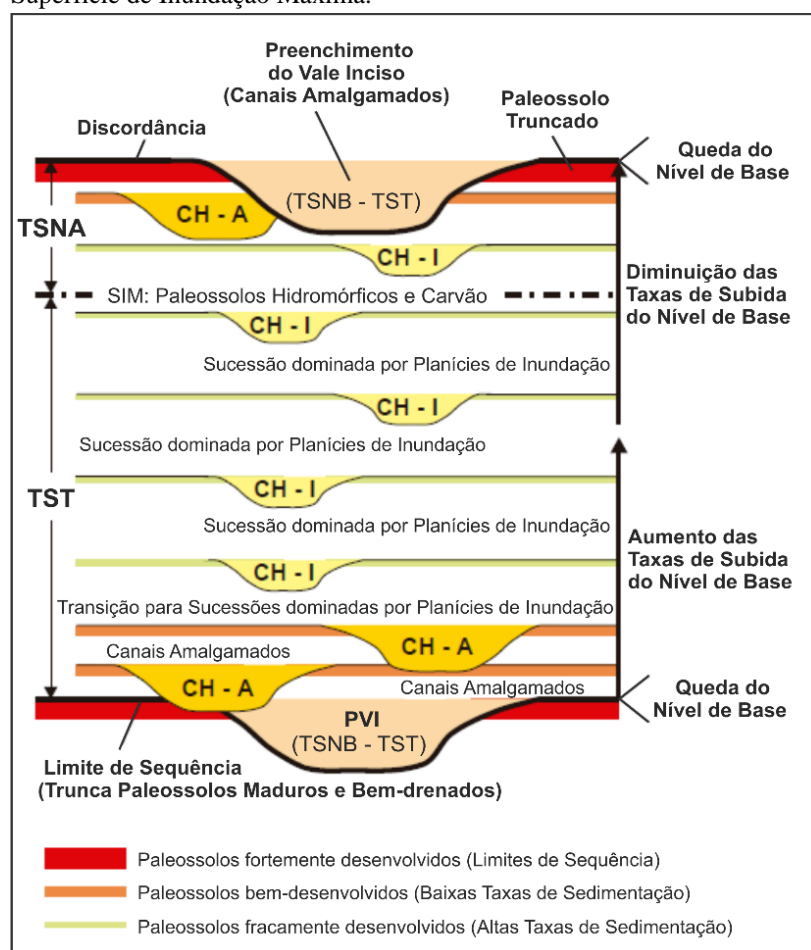


Fonte: Modificado de Catuneanu, 2006.

## 4.5 PALEOSSOLOS

Paleossolos são horizontes de exposição subaérea de rochas e depósitos sedimentares e que possuem um significado temporal, paleoambiental e paleoclimático, em um contexto evolutivo das sequências sedimentares continentais ou costeiras. Desta forma, os paleossolos são relevantes no estudo da estratigrafia de sequências sedimentares (CATUNEANU, 2006), visto que podem se desenvolver em estágios de agração sedimentar no interior de uma sequência, como também podem ser formados por períodos de não-deposição e/ou erosão (exposição subaérea) associados com hiatos estratigráficos, marcando diastemas ou discordâncias (Figura 13).

Figura 13 - Modelo de desenvolvimento de paleossolos associado a mudanças no nível de base. TST – Trato de Sistemas Transgressivo; TSNA – Trato de Sistemas de Nível Alto; TSNB – Trato de Sistemas de Nível Baixo; PVI – Preenchimento de Vale Inciso; CH-A – Canais Amalgamados (*multistory*); CH-I – Canais Isolados; SIM – Superfície de Inundação Máxima.



Fonte: Modificado de Wright & Marriott, 1993 apud Catuneanu, 2006.

Paleossolos relacionados a limites de sequências são muito bem desenvolvidos e bem drenados, e refletem longos períodos de exposição, formando discordâncias regionais. Na história da bacia, estes paleossolos refletem a dinâmica dos mecanismos autogênicos e alogênicos, como variações do nível de base e aporte sedimentar (CATUNEANU, 2006; Figura 14). Porém, paleossolos formados no interior de Sequências Depositionais podem ser pouco a muito bem desenvolvidos, mas, em geral, são menos maduros que os paleossolos de limite de sequência. São formados durante períodos de subida do nível de base (aumento do lençol freático em ambientes não-marinhos), sendo paleossolos úmidos, encharcados e mal drenados, podendo alcançar caráter hidromórfico (gleissolos) quando próximos da Superfície de Inundação Máxima; se desenvolvem em um curto espaço de tempo ( $10^3$  anos ou menos), muitas vezes associados com camadas de carvão. Estes paleossolos são formados por aggradação sedimentar e ocorrem com frequência na sucessão sedimentar dada a instabilidade das taxas de sedimentação (CATUNEANU, 2006; Figura 14).

Figura 14 - Comparação entre paleossolos característicos de limite de sequência (A) e de paleossolos de interior de sequência (B).

TIPO DE PALEOSSOLO FEIÇÕES	PALEOSSOLO DE LIMITE DE SEQUÊNCIA	PALEOSSOLO DE INTERIOR DE SEQUÊNCIA
<b>MATURIDADE</b>	Fortemente desenvolvido	Pouco a bem-desenvolvido
<b>SATURAÇÃO DO SOLO</b>	Bem-drenado	Úmido/Molhado
<b>HIATO</b>	$10^4$ anos ou mais	0- $10^3$ anos
<b>CONTROLES DO HIATO</b>	Alogênico	Autogênico (ex. avulsão)
<b>EXTENSÃO DO HIATO</b>	Regional	Local
<b>SIGNIFICADO</b>	Discordância	Diastema
<b>ACOMODAÇÃO</b>	Negativa	Positiva
<b>PROCESSO DE SUPERFÍCIE</b>	<i>Bypass</i> ou Erosão	Agradação
<b>LENÇOL FREÁTICO</b>	Baixo	Elevado
<b>ARQUITETURA</b>	Solitário	<i>Multistory</i>
<b>EXEMPLO NO REGISTRO GEOLÓGICO</b>	<div style="display: flex; justify-content: space-around;"> <div style="text-align: center;"> <b>A</b>   </div> <div style="text-align: center;"> <b>B</b>   </div> </div>	

Fonte: Modificado de CATUNEANU, 2006.

#### 4.6 AMBIENTES COSTEIROS TRANSGRESSIVOS

No registro geológico são constatados eventos de transgressão e regressão, resultantes não exclusivamente das mudanças no nível do mar, mas da combinação dos fatores tectônicos, eustáticos e climáticos que atuam na bacia sedimentar, influenciando diretamente no espaço de acomodação, fluxo de energia e aporte sedimentar (BOYD, 2010).

A dinâmica deposicional nos ambientes costeiros é controlada por processos físicos que atuam ao longo da costa e envolvem ação de ondas e correntes de maré.

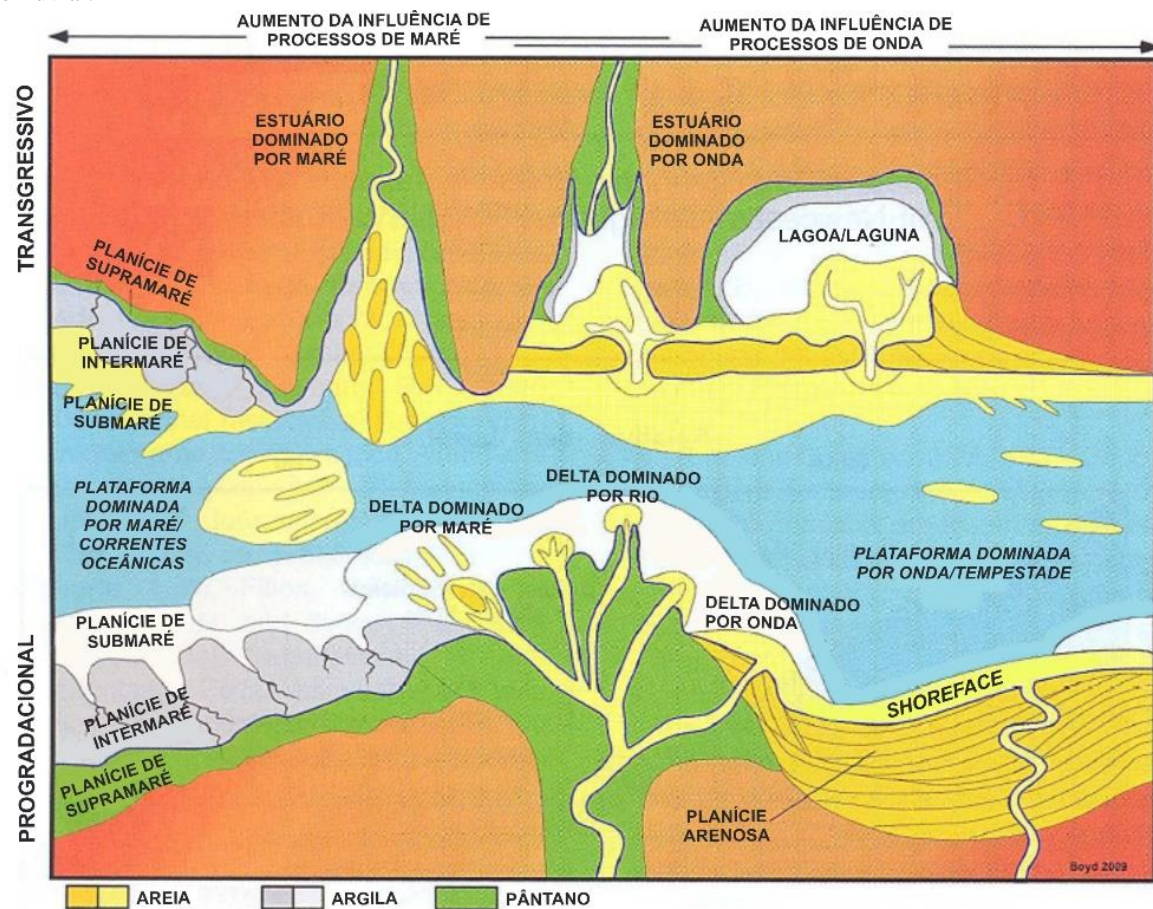
Davies (1964) propôs uma classificação de linhas de costa em dominadas por onda e/ou por maré. Posteriormente, Harris et al. (2002) revisaram esta classificação e consideraram fatores locais e específicos (autogênicos), e que podem ocorrer de forma mais relevante que o outro. Por exemplo, costas dominadas por onda, por exemplo, são encontradas associadas a áreas com persistente ação dos ventos e baixa amplitude de maré.

Segundo Boyd (2010), é possível classificar os ambientes costeiros com base em aspectos sedimentológicos e estratigráficos, de forma a associar eventos de transgressão e regressão à atuação tanto de processos de onda e maré como fluviais (Figura 15). Em costas transgressivas, regiões dominadas por processos de onda apresentam feições lineares como ilhas-barreiras alongadas e paralelas à linha de costa.

Ambientes costeiros transgressivos recebem sedimentos oriundos tanto da descarga de rios, geralmente por meio de vales incisos escavados em períodos de nível baixo (*sea-level lowstand*), quanto de processos de onda e maré, que retrabalham os depósitos marinhos à medida que a linha de costa se desloca em direção ao continente (BOYD, 2010).



Figura 15 - Disposição dos principais ambientes deposicionais costeiros organizados de acordo com a direção de deslocamento da linha de costa (progradação ou transgressão) e o poder de influência de processos de onda, maré e fluvial.



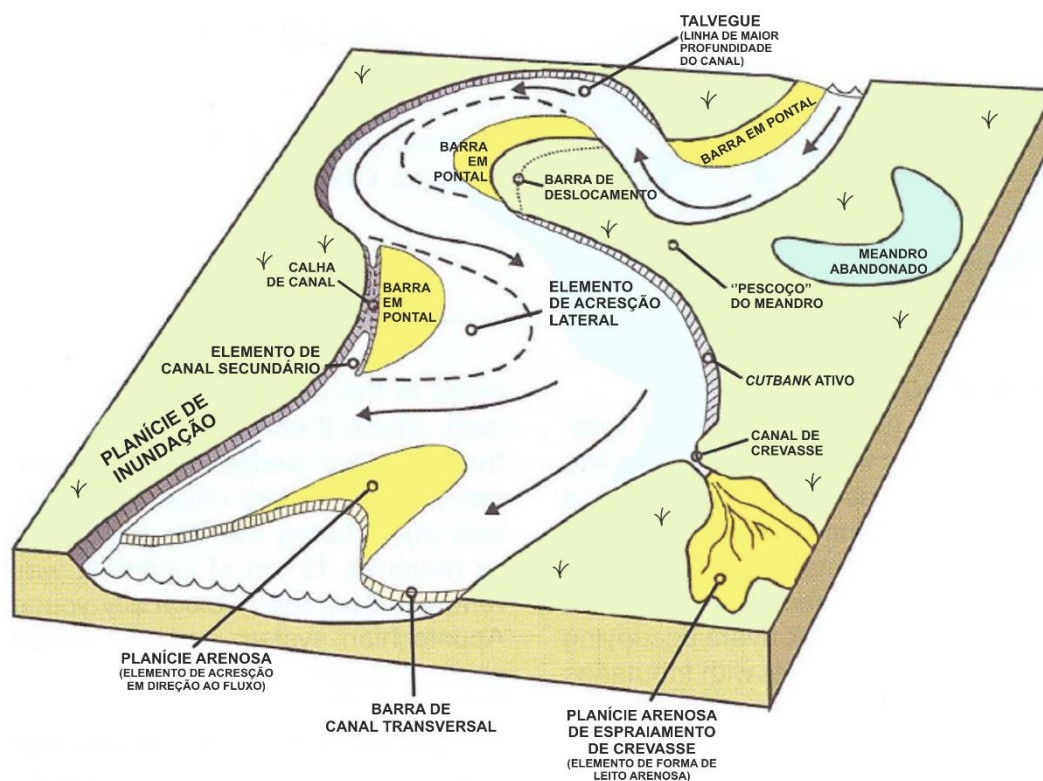
Fonte: Modificado de Boyd, 2010.

#### 4.7 PROCESSOS FLUVIAIS

Os rios que fornecem sedimentos à costa criam uma variedade de elementos arquiteturais relacionados ao tipo do canal fluvial e da planície de inundação. Dentre estes elementos incluem-se canais fluviais, barras em pontal (elemento de acresção lateral), planícies e barras arenosas (elemento de acresção a favor do fluxo), diques marginais, espraçamento e canais de crevasse e a própria planície de inundação (BOYD, 2010; MIAL, 2010; Figura 16).



Figura 16 - Bloco diagrama de um sistema fluvial tipicamente meandrante com os principais depósitos associados.



Fonte: Modificado de Miall, 2010.

A morfologia dos sistemas fluviais varia consideravelmente ao longo do tempo e espaço e está principalmente associada a fatores como a declividade do terreno, aporte sedimentar, granulometria da carga sedimentar, variabilidade da descarga, coesividade dos bancos e vegetação (SCHERER, 2008). Regiões continentais de alta declividade abrigam rios do tipo entrelaçado (*braided rivers*), caracterizados pela maior variabilidade da descarga do fluxo, com o acúmulo de sedimentos de maior granulometria associado a períodos de maior descarga do rio (formação de barras e ilhas cascalhosas). Em regiões de menor declividade predominam rios do tipo meandrante (*meandering rivers*), caracterizados por canais de elevada sinuosidade sem grandes variabilidades na descarga de fluxo, cuja carga sedimentar é constituída por sedimentos mais finos, como areias, siltes e argilas.

A ação fluvial é condicionada pela combinação de processos erosivos e deposicionais. A erosão fluvial está associada à dinâmica dos canais, ocorrendo na forma de incisão ou migração lateral. A incisão causa o aprofundamento do canal fluvial pela erosão do talvegue do rio (erosão vertical do substrato) e a migração lateral gera contínua erosão da porção externa do canal, em geral meandrante, vinculada às diferentes velocidades do fluxo nas porções externas e internas do canal e a coesividade dos bancos marginais. Os processos erosivos podem estar

relacionados tanto a fatores autogênicos, relacionados à própria dinâmica da planície aluvial (ocorrem em curto espaço de tempo, a exemplo da relação entre a descarga dos rios e das variações climáticas locais), quanto a fatores alogênicos, associado a mudanças tectônicas, climáticas ou eustáticas. A deposição ocorre de acordo com a energia do ambiente (descarga dos rios), associada à declividade do relevo, determinando assim o tipo de sedimento transportado e a morfologia do canal (SCHERER, 2008).

Os rios exercem importante papel na estratigrafia costeira pois determinam a profundidade e o volume dos canais fluviais e vales incisos nas áreas mais continentais. A taxa de descarga dos rios está vinculada à morfologia dos próprios canais, e a incisão fluvial ocorre quando a taxa de transporte da carga sedimentar é maior do que o aporte sedimentar (*bypass* sedimentar). Segundo Boyd (2010), a profundidade e volume dos canais fluviais são fatores que influenciam no espaço de acomodação e na geração de uma ampla superfície basal erosiva.

Mudanças no perfil de equilíbrio dos rios (balanço entre a taxa de erosão e deposição) alteram as taxas de transporte e acúmulo de sedimentos em uma determinada região. Em períodos de elevação do nível do mar ocorre aggradação e deposição dos sedimentos oriundos da descarga dos rios; em períodos de queda do perfil, ocorre incisão dos canais fluviais (SCHERER, 2008; BOYD, 2010).

Sob elevada taxa de aumento do nível do mar, grandes drenagens são afetadas pela transgressão, originando estuários. A carga sedimentar oriunda da descarga dos rios é acumulada em deltas de cabeceira e na bacia central do estuário; os processos fluviais são menos relevantes à medida que se aproxima do mar (perda de gradiente hidráulico; BOYD, 2010).

#### 4.8 TRANSPORTE E SEDIMENTAÇÃO COSTEIRA

As ondas influenciam diretamente na sedimentação costeira por atuarem na distribuição e transporte dos sedimentos, oblíquo ou perpendicular à linha de costa. Ao se aproximar da costa e alcançar uma plataforma mais rasa, a onda tem uma diminuição na sua velocidade e no seu comprimento, gerando uma mudança de comportamento no que se refere ao transporte de água e sedimentos ao longo da costa. O impacto e movimentação das ondas com relação ao substrato marinho é função da profundidade e do comprimento de onda, respectivamente, e, em casos de tempestades, as ondas atingem expressiva área da plataforma continental (BOYD, 2010).

A ação dos ventos e o deslocamento oblíquo das ondas pode gerar um acúmulo excessivo de água na costa, formando uma forte corrente que transporta sedimentos

paralelamente à costa. Estes sedimentos se acumulam em extensos lençóis arenosos formando ilhas-barreiras ou são transportados para o interior de estuários por processos de maré. Os eventos de tempestade causam forte retrabalhamento dos depósitos costeiros. O mar avança sobre os depósitos de fácies praial (*shoreface*) causando forte erosão, gerando também leques de (*washover* ao longo da ilha-barreira. Os processos eólicos contribuem para o transporte de sedimentos em direção ao continente. O vento transporta areia dos depósitos praias para os de *backshore*, campos de dunas e também para planícies de maré (BOYD, 2010).

As correntes de maré constituem fenômenos periódicos que resultam da deformação da superfície oceânica pela atração gravitacional existente entre a Terra, a Lua e o Sol (DALRYMPLE, 2010). A periodicidade dos processos de maré pode ser diurna a semi-diurna, dependendo da localidade do globo, de forma que a amplitude da maré e a energia das correntes variam até duas vezes ao dia, como as correntes de maré-cheia (*flood-tide*) e maré-vazante (*ebb-tide*). Variações semanais das marés estão relacionadas ao posicionamento da Terra, Lua e Sol: quando a Lua e o Sol estão alinhados com a relação à Terra (fases de lua cheia ou nova), a maré atinge valores de altura e amplitude máximos, caracterizando as marés de sizígia (*spring tides*); quando a Lua e o Sol estão perpendiculares (fases de lua minguante ou crescente), a maré atinge amplitude mínima, denominadas de marés de quadratura (*neap tides*; ROSSETTI, 2008).

As correntes de maré originadas pelas variações semi-diurnas e diurnas causam um maior impacto na sedimentação, principalmente pelas mudanças na velocidade e direção do fluxo da corrente com maior frequência (fluxo bidirecional), produzindo diferentes formas de leito e estruturas sedimentares. O transporte da carga sedimentar ocorre na direção da corrente mais veloz. A redução na velocidade em períodos de calmaria (*slack water*) permite a deposição de silte e argila por suspensão.

Segundo Hayes (1979), as marés são classificadas de acordo com a sua amplitude, como micro, meso e macromaré (Tabela 2).

Tabela 2 - Classificação das marés de acordo com a sua amplitude.

Regime de Maré	Amplitude
Macromaré	> 4 m
Mesomaré	2 a 4 m
Micromaré	< 2 m

Fonte: HAYES, 1979.

Longhitano et al. (2012) descrevem os principais processos e feições formadas em cada regime de maré:

- i. Os *regimes de macromaré* são dominados por fortes correntes de maré, sendo os processos de onda menos relevante. Sob este regime, a carga sedimentar presente no estuário não é apenas trazida por descarga fluvial, mas transportada em grandes volumes do mar em direção ao interior do estuário, sendo formados amplos complexos de barras arenosas em ambientes mais rasos e campos de dunas compostas em áreas mais profundas.
- ii. Em *regimes de mesomaré*, as correntes de maré exercem significativa influência junto com os processos de onda. Em sistemas de mesomaré são encontrados deltas de maré (cheia ou vazante), estuários e ilhas-barreiras. Barras de maré são importantes feições de estuários e deltas dominados por maré, formadas na zona de desembocadura.
- iii. Em *regimes de micromaré*, os processos de onda exercem maior influência do que as correntes de maré. Conforme Kvale et al. (1995), a atuação das correntes de maré é mascarada por eventos aleatórios como erosão por processos de onda, tempestades, inundações fluviais ou correntes de vento. Os efeitos da maré podem ser observados localmente em áreas de baixada, na forma de planícies e bancos de areia anexos à costa (LONGHITANO et al., 2012).

De acordo com a intensidade dos processos e regimes de maré, uma variedade de estruturas e depósitos são desenvolvidos ao longo dos ambientes costeiros, desde o limite da ação de maré em ambientes fluviais, também em deltas, estuários, planícies de maré em costa aberta e nas plataformas continentais (DALRYMPLE, 2010). Segundo Dalrymple (op. cit.), os principais depósitos associados aos processos de maré são os depósitos de planície de maré, barras de maré e canais de maré. Em geral, ocupam a zona de transição entre processos puramente fluviais e condições totalmente marinhas.

- i. *Depósitos de planície de maré*: são formados em locais protegidos da costa ou que apresentam um anteparo para dissipação da energia de processos marinhos, como em estuários, baías e lagunas. De acordo com Bridge & Demicco (2008), Dalrymple (2010) e Longhitano et al. (2012), a planície de maré apresenta três zonas distintas: (a) *zona de supramaré*, região costeira acima do nível médio de maré alta, caracterizadas por lençóis arenosos praias (*backshore* e dunas eólicas), frequentemente inundados e/ou erodidos por eventos de tempestade e marés extremamente altas. Esta zona comporta pântanos salinos, mangues e leques de lavagem; (b) *zona de intermaré*, região entre o nível médio de maré baixa e o nível médio de maré alta, e comporta canais de maré proximais e planícies marginais de estuários e deltas; e (c) *zona de inframaré* localizada na região abaixo do nível médio de maré baixa, diretamente influenciada por processos de maré e onda, nas porções mais distais de sistemas estuarinos, frentes deltaicas e depósitos de face praial (*shoreface*).
- ii. *Depósitos de barras de maré*: as barras de maré constituem feições alongadas e aproximadamente paralelas às correntes de maré, situadas nas porções mais próximas à costa, como na zona de desembocadura de estuários e deltas, ocorrendo junto à

amplios canais de maré cheia e vazante. Estas barras podem ocorrer independentes, como na zona de desembocadura de estuários, ou anexas a um ou mais bancos arenosos ao longo dos canais fluviais. Geralmente formam depósitos de dunas compostas (*compound dunes*) constituídos por areias de tamanho médio a grosso com estratificação cruzada tabular a sigmoidal (DALRYMPLE, 2010).

- iii. *Depósitos de canais de maré*: os canais de maré podem variar quanto à espessura, profundidade e morfologia. Os canais têm suas dimensões ampliadas à medida que se alcança o mar, exibindo forma de funil. Este padrão é gerado em resposta à diminuição da influência dos processos de maré em direção ao continente. Apresentam padrão retilíneo na zona de desembocadura a progressivamente mais sinuoso em direção ao continente, com formação de depósitos de acreção lateral. Estes canais irrigam e drenam a planície de maré e ocorrem associados a barras de maré, que ocorrem laterais ou no meio do canal. A progradação de um canal de maré gera uma sucessão vertical com tendência de afinamento para o topo (*upward-fining*), limitada na base por uma superfície erosiva com depósitos residuais (*lag residual*), com espessos estratos arenosos sucedidos por estratos argilosos menos espessos (DALRYMPLE, 2010).

#### 4.9 ESTUÁRIOS

O termo “estuário” tem sido revisado ao longo dos anos, por se tratar de um sistema complexo e por não apresentar um modelo de fácies bem definido, visto que a intensidade com que os processos fluviais e marinhos se desenvolvem e se sobrepõem ao longo da evolução do estuário gera produtos sedimentares diferenciadas. Dalrymple et al. (1992) propuseram o Modelo de Fácies para Estuários no clássico trabalho *Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications*, com o objetivo de desenvolver um modelo conceitual que pudesse ser aplicado ao registro sedimentar dentro do contexto da Estratigrafia de Sequências.

Pritchard (1967) definiu estuário em termos da salinidade, visto que na totalidade de um corpo aquoso, “a água do mar é diluída pela água doce que provém de sistemas fluviais continentais”. A taxa de diluição pode ser medida ao longo do perfil do estuário, evidenciando a maior ou menor predominância de processos fluviais e marinhos.

Os produtos sedimentares originados da mistura de processos fluviais e marinhos são de natureza complexa, sendo depositados em ambientes transicionais flúvio-marinhos influenciados pela ação de rios, marés e ondas. A interação entre processos fluviais e marinhos é principalmente observada em estuários, desenvolvidos em vales fluviais incisos e afogados dentro do contexto de transgressão marinha, em resposta à rápida elevação da taxa de subida do nível do mar não acompanhada pela elevação da taxa de aporte sedimentar. Quando a taxa de aporte sedimentar exceder a taxa de elevação do nível relativo do mar, o estuário começa a

ser preenchido (DALRYMPLE et al., 1992). Desta forma, a complexidade do produto sedimentar observada em estuários deve-se principalmente à interação entre processos fluviais e marinhos, flutuações do nível relativo do mar, flutuações na taxa de aporte sedimentar e também pela morfologia da linha de costa (ROSSETTI, 2008).

Considerando fatores físicos resultantes da interação entre processos fluviais e marinhos, Dalrymple et al. (1992) definiram um estuário como a “porção em direção ao mar de um sistema de vale inciso afogado que recebe sedimentos tanto de origem fluvial quanto marinha e que contem fácies influenciadas por processos fluviais, de maré e de onda”.

A hidrodinâmica estuarina está diretamente associada à distribuição e intensidade dos processos fluviais e marinhos (onda e maré). No entanto, as correntes de maré se estendem de forma mais ampla ao longo do estuário, não estando restritas apenas à zona de desembocadura ou cabeceira como os processos de onda e a descarga dos rios, respectivamente. O estuário é delimitado por fácies influenciadas por processos fluviais e de maré em sua cabeceira (porção continental) até as fácies influenciadas por processos de maré e onda em sua zona de desembocadura (porção marinha; Figura 17A).

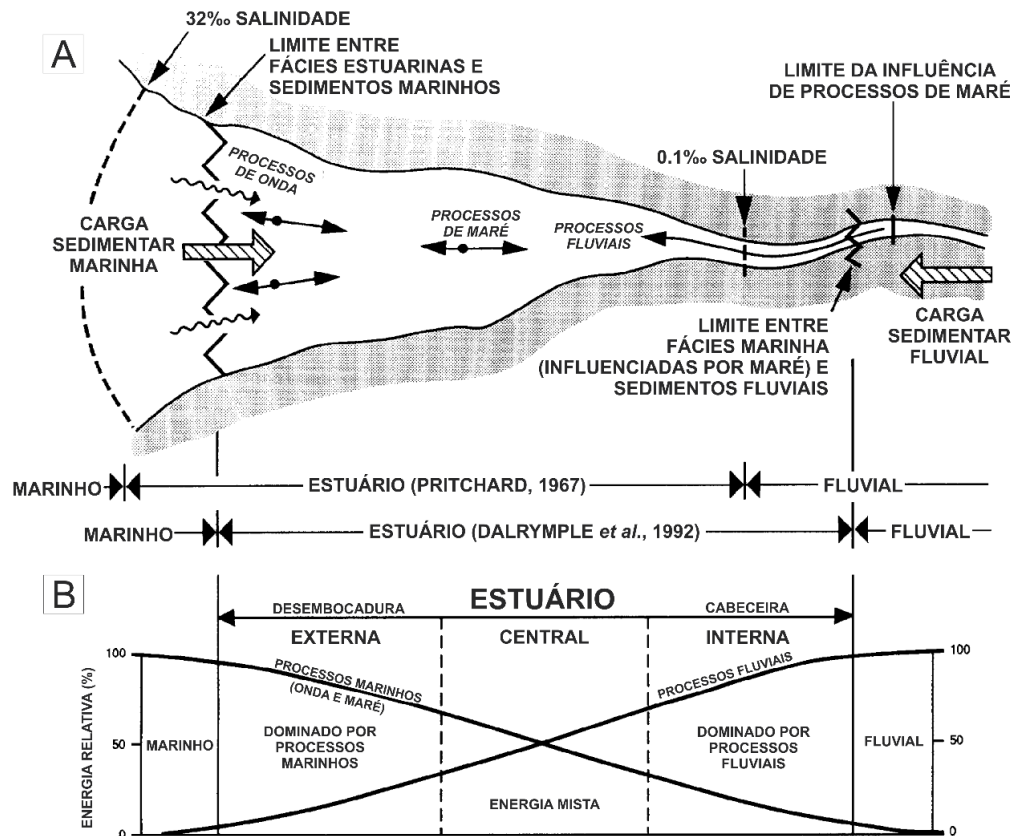
A maior ou menor predominância entre processos fluviais e marinhos ao longo do perfil de um estuário, bem como a carga sedimentar transportada no estuário, gera a subdivisão do mesmo em três zonas principais (DALRYMPLE et al., 1992; Figura 17B):

- i. A *zona externa* (desembocadura do estuário), com predomínio de processos marinhos (ondas e/ou correntes de maré). O transporte da carga sedimentar ocorre em direção ao continente, por correntes de maré cheia/inundação e por onda, com predomínio de sedimentos de granulometria média a grossa. A energia dos processos marinhos tende a diminuir em direção à cabeceira do estuário visto que: (a) a energia das ondas vindas do mar aberto é dissipada por complexos de ilhas-barreiras ou barras de maré na área de desembocadura do estuário; e/ou (b) redução da velocidade das correntes de maré.
- ii. A *zona central*, de baixa energia, com predomínio da interação entre processos fluviais e marinhos (correntes de maré). Nesta zona ocorre a convergência da carga sedimentar oriunda dos rios e do mar, composta por sedimentos finos.
- iii. A *zona interna* (cabeceira do estuário), com predomínio de processos fluviais e, em menor escala, processos marinhos (por exemplo, correntes de maré). A energia dos processos fluviais diminuiu em direção à desembocadura do estuário, com o predomínio do transporte de sedimentos finos em direção à porção central e externa.

Segundo Dalrymple et al. (1992), os estuários são classificados em termos dos processos que predominam na zona de desembocadura, em estuários dominados por onda e

estuários dominados por maré. É ainda apresentado um terceiro caso, os estuários dominados por onda e maré (mistos).

Figura 17 - (A) Compartimentação de um estuário em três zonas principais: desembocadura, centro e cabeceira, conforme Pritchard (1967) e Dalrymple et al. (1992). (B) Predominância dos processos marinhos e fluviais em cada zona do estuário.



Fonte: Modificado de DALRYMPLE et al., 1992.

#### 4.9.1 Estuário dominado por onda

Nos estuários dominados por onda, a zona de desembocadura é principalmente influenciada pela ação de ondas e, em menor escala, por correntes de maré, gerando um ambiente de alta energia (Figura 18A). A ação das ondas, em combinação com processos de maré, gera a movimentação dos sedimentos junto à costa, gerando a formação de ilhas-barreira subaéreas ou barras arenosas submersas na desembocadura do estuário. As ilhas-barreiras diminuem a propagação da energia das ondas e correntes de maré para o interior do estuário. Dependendo da amplitude e do prisma de maré, as correntes de maré irão manter pequenos canais ou *inlets* cortando o complexo de ilhas-barreira, garantindo a comunicação entre a porção interior do estuário e o mar (DALRYMPLE et al., 1992).

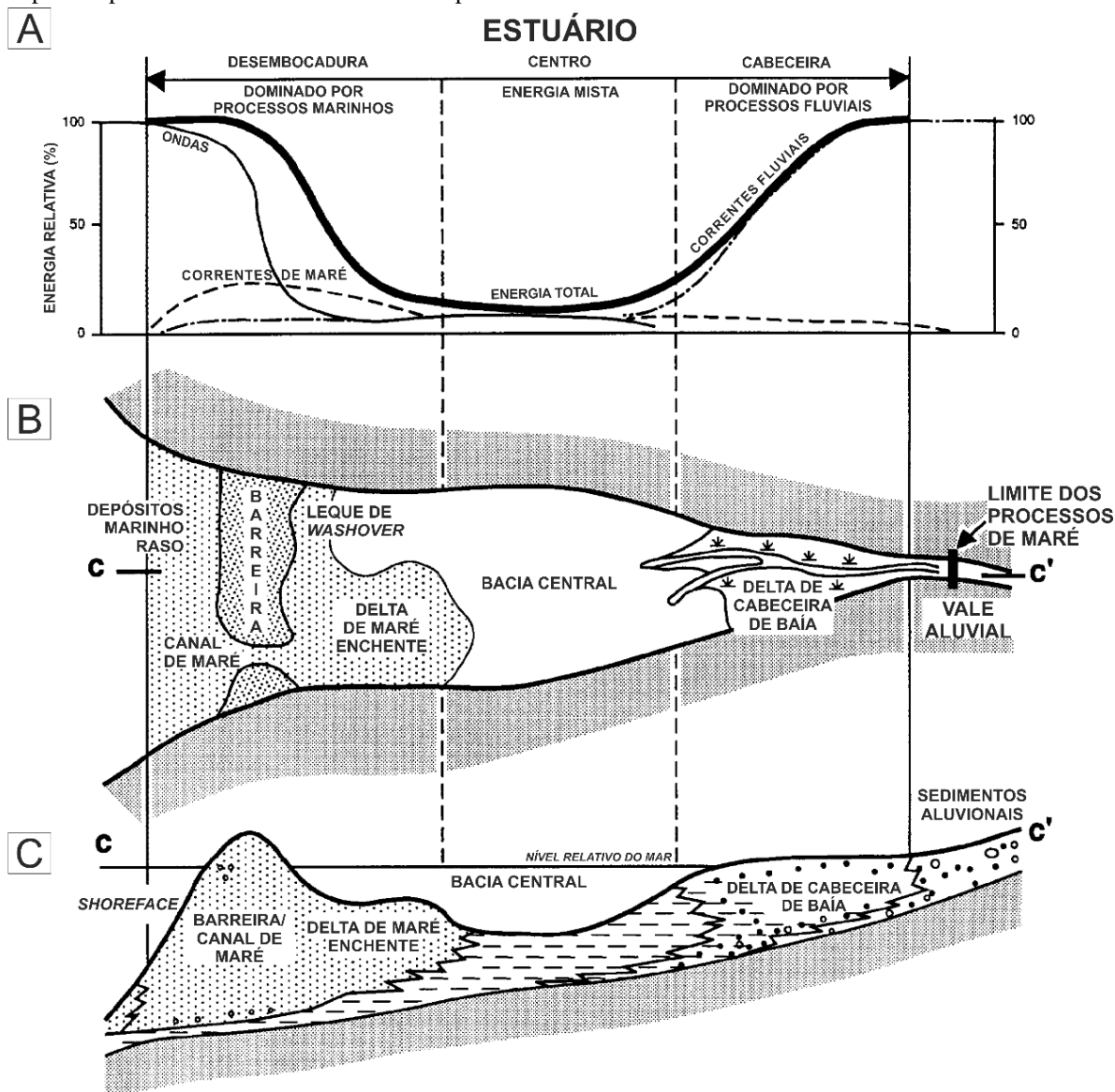
De modo geral, a zona de desembocadura apresenta um complexo de ilhas-barreira, com depósitos de face praial (*shoreface*) e de praia (*foreshore*), leques de lavagem (*washover*), canais de maré (*inlets*) e delta de maré enchente e vazante (Figura 18B e 18C). São pacotes de arenitos finos a grossos, bem-selecionadas, com aspecto límpido, estratificados, com geometria lenticular a lobado (depósitos de *washover*). É uma zona fortemente influenciada por episódios de tempestade (DALRYMPLE et al., 1992).

Conforme Dalrymple et al. (1992), a porção central do estuário constitui um ambiente de baixa energia, em que predominam correntes de maré. As ondas produzidas no interior do estuário são principalmente geradas pela ação do vento. Na bacia central (ou lagoa/laguna estuarina), predominam processos de sedimentação por suspensão, com a deposição de sedimentos argilosos, podendo ser abundante a presença de matéria orgânica. Os pântanos vegetados presentes nas margens da bacia central podem gerar depósitos de carvão e precipitação de pirita em condições redutoras.

A cabeceira do estuário constitui um ambiente de alta energia, principalmente influenciado pela descarga fluvial. A elevada energia se dissipa gradativamente em direção a porção central do estuário. São depositados areias finas a grossas, com clastos e seixos dispersos ou imbricados, e recobrimento argiloso (*drapes*) nos *foresets* e *sets* dos estratos cruzados. A zona de descarga do rio é caracterizada por deltas de cabeceira de baía (DALRYMPLE et al., 1992).



Figura 18 - (A) Distribuição da energia e dos processos que predominam ao longo de cada zona do estuário; (B) morfologia do estuário em termos de seus depósitos; e (C) seção longitudinal, com a distribuição dos principais depósitos presentes em estuários dominados por onda.



Fonte: Modificado de Dalrymple *et al.*, 1992.

#### 4.9.2 Estuário dominado por maré

No estuário dominado por maré, a combinação de elevada amplitude e prisma de maré faz com que a energia dos processos de maré se sobressaia com relação a energia dos processos de onda (Figura 19A). Em termos da morfologia, são estuários mais estreitos e afunilados e que apresentam barras arenosas alongadas na zona de desembocadura (Figura 19B). As barras arenosas minimizam a energia das ondas, que decresce à medida que se avança para o interior do estuário. Em contrapartida, além da elevada amplitude e prisma de maré, a energia das

correntes de maré é maximizada pela forma estreita do estuário. As correntes de maré percorrem o estuário através dos canais de maré, tanto em direção à cabeceira do estuário quanto em direção à desembocadura, e estão associadas a deposição de sedimentos arenosos finos a grossos com recobrimento argiloso, na forma de *sandwaves* (DALRYMPLE et al., 1992 apud DALRYMPLE et al., 1990).

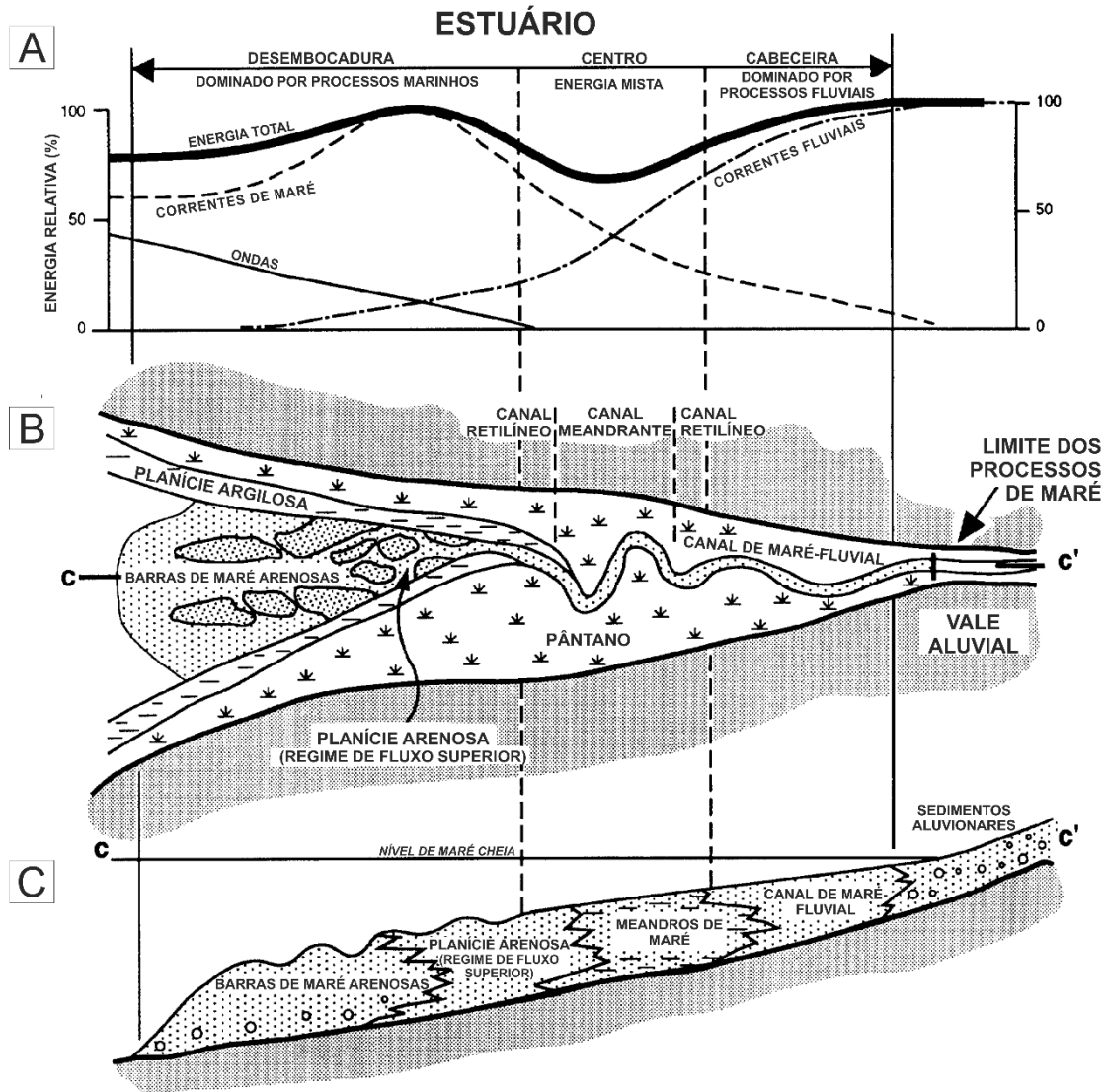
A energia dos processos de maré atinge um pico na zona que limita a desembocadura do estuário e sua porção central, com o desenvolvimento de barras arenosas alongadas na desembocadura, que exibem acamamentos heterolíticos a laminações/estratificações cruzadas. A energia do fluxo das correntes de maré, amplificada pela forma afunilada do estuário, gera planícies de maré caracterizadas por fácies arenosas com laminação plano-paralela, indicativas de regime de fluxo superior (DALRYMPLE et al., 1990 apud DALRYMPLE et al., 1992).

Na porção central ocorre a mistura entre processos fluviais e de maré, gerando um padrão de canais fluviais retilíneo-meandrante-retilíneo. O canal retilíneo voltado para a desembocadura do estuário contém as barras arenosas predominantemente influenciadas por processos de maré. O canal retilíneo voltado para a cabeceira é influenciado predominantemente por processos fluviais, e cujo transporte sedimentar é a jusante. O padrão de canal meandrante é estabelecido como resultado da convergente da carga sedimentar trazida por ambos canais retilíneos, gerando um ambiente menor energia, com deposição de areias finas e argilas. Comumente exibe barras em pontal simétricas e transporte bidirecional (DALRYMPLE et al., 1990 apud DALRYMPLE et al., 1992).

A influência dos processos fluviais decresce em direção ao mar, sendo predominantes na cabeceira e na porção central do estuário. Não se tem a formação do delta de cabeceira de baía.

A distribuição das fácies em estuários dominados por maré não é tão bem definida como nos estuários dominados por onda (areia-argila-areia), de forma que os sedimentos arenosos ocorrem nos canais de maré ao longo do comprimento do estuário (DALRYMPLE et al., 1990 apud DALRYMPLE et al., 1992). A zona de menor energia é caracterizada pela deposição de sedimentos argilosos, em planícies de maré argilosas (*muddy tidal flats*) e pântanos, ao longo das margens e centro do estuário (Figura 19.C).

Figura 19 - (A) Distribuição da energia e dos processos que predominam ao longo de cada zona do estuário; (B) morfologia do estuário em termos de seus depósitos; e (C) seção longitudinal, com a distribuição dos principais depósitos presentes em estuários dominados por maré.



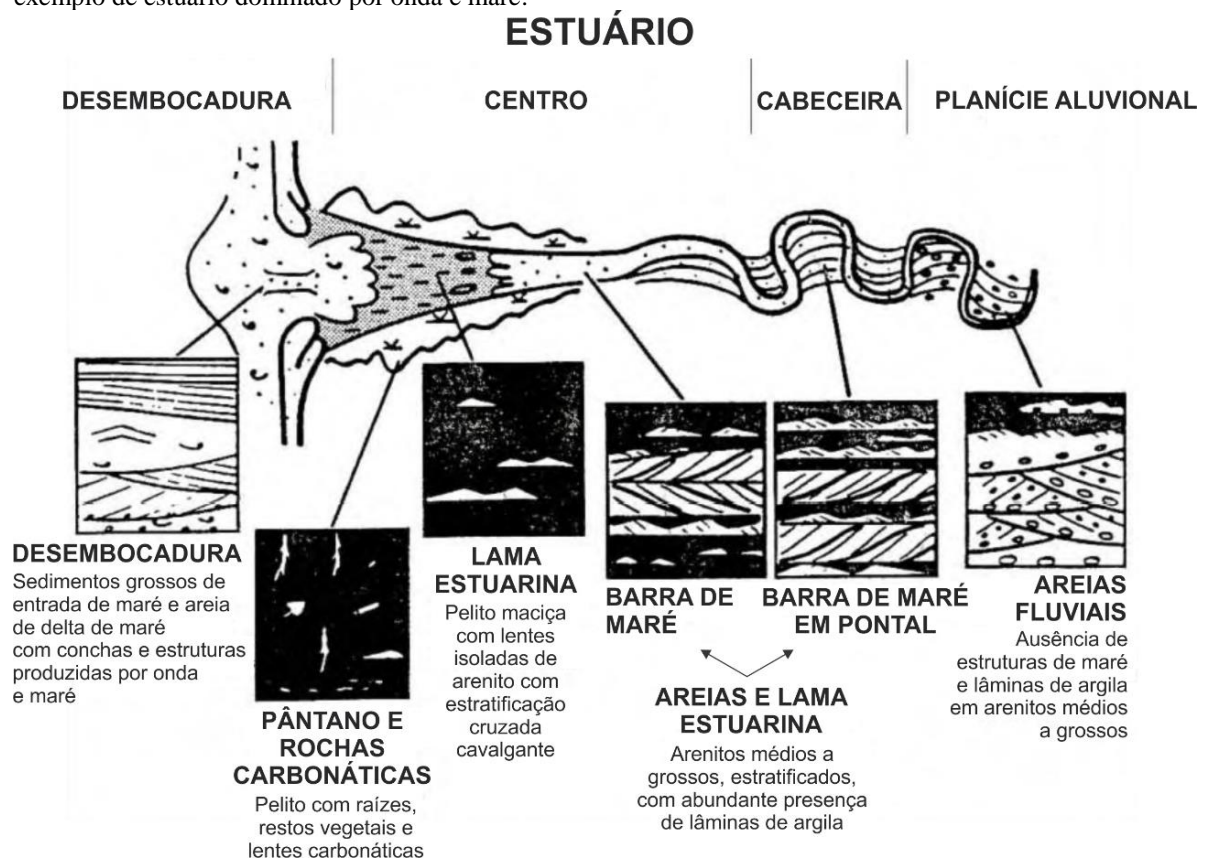
Fonte: Modificado de Dalrymple et al., 1992.

#### 4.9.3 Estuário misto

Os modelos de fácies apresentados acima correspondem aos extremos dos tipos de estuários, ou seja, dominados predominantemente por onda ou por maré. No entanto, determinadas regiões do globo apresentam fatores locais específicos que interferem na dinâmica dos estuários. Os estuários mistos são resultantes da combinação de fatores como alta energia das ondas e elevado prisma de maré. À medida que a energia dos processos de maré aumenta com relação aos processos de onda, o sistema de ilhas-barreira presente na desembocadura do estuário é progressivamente dissecado por canais de maré (*inlets*), gerando

barras arenosas alongadas no lugar das ilhas-barreira, a exemplo do estuário Gironde, no Sul da França (ALLEN, 1991; ALLEN; POSAMENTIER, 1994; Figura 20). O aumento da energia na porção central do estuário causa o transporte de sedimentos arenosos a longas distâncias em direção à cabeceira do estuário: a bacia central argilosa é substituída por canais de maré arenosos margeados por pântanos e planícies de maré argilosas. Se o canal de maré principal se conectar ao fluvial, será gerado o padrão de canal retilíneo-meadrante-retilíneo, típico de estuários dominados por maré. O delta de cabeceira de baía deixará de apresentar uma morfologia influenciada processos fluviais, passando a ser dominado por processos de maré (DALRYMPLE et al., 1992).

Figura 20 - Distribuição das associações de fácies ao longo de estuário de Gironde, na França, considerado um exemplo de estuário dominado por onda e maré.



Fonte: Modificado de Allen & Posamentier, 1994; Zacharias & Assine, 2004.

Segundo Dalrymple et al. (1992), os tipos de estuário estão associados a:

- i. Distância-limite de alcance dos processos de maré no interior do estuário, resultante do gradiente de inclinação da costa/plataforma e a amplitude das marés e que determinará o comprimento do estuário. Desta forma, por exemplo, a extensão do estuário aumenta com o aumento da amplitude das marés e com a diminuição do gradiente da plataforma.

- ii. Força das correntes fluviais (descarga dos rios) e correntes de maré de inundação/cheia gera que varia de local para local no globo e que gera a variação na extensão da zona de desembocadura e da cabeceira do estuário.
- iii. Aporte sedimentar, que irá influenciar no tamanho dos corpos arenosos marinhos e fluviais. Por exemplo, o delta de cabeceira de baía será ausente ou terá pequenas dimensões caso a descarga dos rios forneça pouco sedimento; no entanto, caso haja elevado aporte sedimentar, o delta de cabeceira irá progradar em direção à zona de desembocadura do estuário. De forma similar, o desenvolvimento de extensas barras de maré ou complexo de ilhas-barreira na zona de desembocadura depende da quantidade de sedimentos arenosos provenientes do retrabalhamento marinho.
- iv. Forma do vale fluvial inciso, particularmente na fase inicial de preenchimento, que determinará a natureza das fácies desenvolvidas ao longo da evolução do estuário.

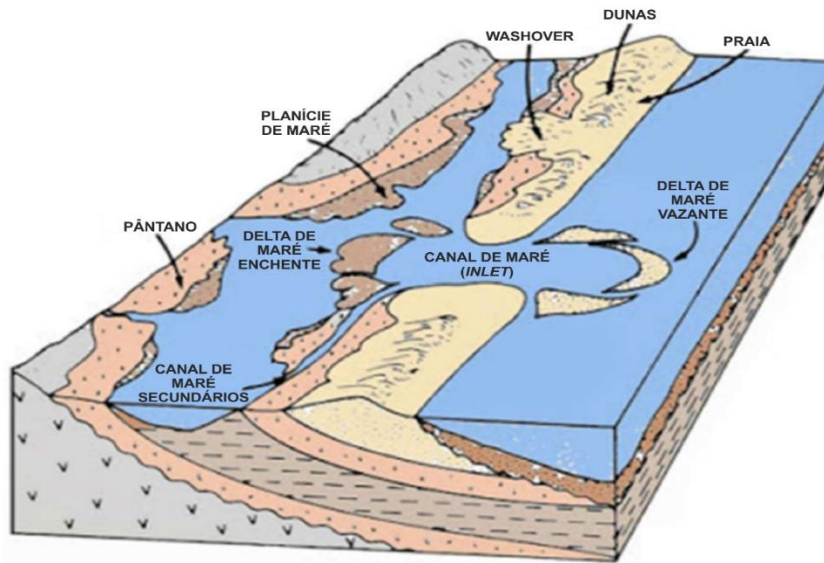
#### 4.10 ILHAS-BARREIRAS

Ilhas-barreiras compreendem extensos cordões arenosos paralelos à linha de costa que separam sedimentos finos de *offshore* dos sedimentos finos da baía estuarina central (REINSON, 1992). Mudanças no nível relativo do mar permitem a preservação das ilhas-barreira no registro geológico na forma tanto de lagoas transgressivas e depósitos de *back-barrier*, como sucessões de fácies praial regressivas (progradantes).

Conforme Reinson (1992; Figura 21), os sistemas de ilhas-barreira apresentam três ambientes deposicionais clásticos principais: 1) a barreira propriamente dita, com depósitos praias, dunas e leques de lavagem; 2) a laguna, planícies de maré e pântanos, atrás da barreira arenosa; e 3) complexos de deltas de marés (maré enchente e vazante) e canais de maré.



Figura 21 - Sistema de ilha-barreira com seus diversos subambientes deposicionais em um contexto transgressivo. Observar as superfícies onduladas abaixo dos depósitos de pântano transgressivo e também nos depósitos de face praial.



Fonte: Modificado de Reinson, 1992.

Segundo Reinson (1992), os depósitos de face praial, canais e deltas em um sistema de ilha-barreira são preferencialmente arenosos a cascalhosos, enquanto que no ambiente lagunar, protegido pelas barreiras, dominam fácies pelíticas (silte e argila). As barreiras arenosas apresentam forma alongada e paralela à linha de costa, e protegem os sedimentos finos da laguna central. Os depósitos de canais de maré e deltas associados são, em geral, arenosos e dispostos perpendicular à ilha-barreira. Estes depósitos podem alcançar às porções interiores da laguna/baía central ou porções marinhas proximais (deltas de maré enchente e vazante, respectivamente; REINSON, 1992). Os depósitos de praia, de canais ou deltas sobrepõem aos depósitos lagunares e de retrobarreira (*backbarrier*), representados por depósitos de planície de maré, pântanos, leques de lavagem (*washovers*) e deltas de maré enchente.

Segundo Reinson (1992), a produção de depósitos estuarinos e ilhas-barreiras é determinada pelo processo dominante de maré ou onda, respectivamente. Por exemplo, em regiões com regime de micromaré, tendem a se desenvolver predominantemente sistemas de ilhas-barreiras do que planícies de maré, em função da baixa amplitude de maré e maior atuação dos processos de onda. Por outro lado, tanto canais e deltas de maré tendem a dominar em regiões de mesomaré, onde é constante a atuação de fortes correntes de maré de maior amplitude.

Os sistemas de ilhas-barreiras contêm amplos depósitos de praia (*foreshore*), face praial (*shoreface*), dunas de *backshore* e planícies de leques de lavagem (*washovers*), que podem se estender para o interior da laguna central. Os depósitos de face praial, praia e dunas

de *backshore* estão sujeitos a forte erosão por processos de onda, ao contrário dos depósitos lagunares (REINSON, 1992).

Os leques de lavagem são formados durante ventos de tempestade que atuam fortemente na face frontal da barreira, ocasionando o seu rompimento e espraiamento na forma de depósitos arenosos em lençóis e/ou em leque, com poucas centenas de metros de largura. Estes leques são depositados na face de retrobarreira e também na laguna, podendo formar extensas planícies arenosas (leques coalescentes) que permitem o transporte de areia pelo vento em direção à laguna. Estas planícies também criam condições favoráveis para o desenvolvimento de áreas pantanosas vegetadas. As principais estruturas sedimentares observadas são a estratificação planar-paralela sub-horizontal, a cruzada de baixo ângulo e estratos cruzado de pequena a média escala (SCHWARTZ, 1982 apud REINSON, 1992). Os depósitos são compostos predominantemente por areias com granulometria fina a média, com espessuras variando de poucos centímetros a dois metros para cada evento de espraiamento de leque. Em regiões de micro maré, os leques de lavagem compõem importantes depósitos arenosos das barreiras transgressivas e permitem a transladação da barreira em direção ao continente, apresentando grande potencial de preservação no registro sedimentar (REINSON, 1992).

Os depósitos de canais e deltas de maré são caracterizados por fácies estritamente relacionadas, principalmente com relação aos aspectos texturais e estruturais (BOOTHROYD, 1985 apud REINSON, 1992). Os deltas de maré se desenvolvem a partir da maior relevância das correntes de maré no meio: em costas dominadas por processos de maré (meso a macromaré) tem-se deltas de maré vazante projetados para o oceano e predomínio de barras de maré arenosas separadas por inúmeros canais de maré (*inlets*); deltas de maré enchente são característicos de costas dominadas por onda (regiões de micromaré), sendo projetados para o interior da barreira arenosa, progradante na baía central (BOYD, 2010). Segundo Reinson (1992), fácies de canais de maré podem ocorrer independentemente dos deltas de maré; o contrário, no entanto, não é verdadeiro. Os depósitos de canais de maré (*inlets*) são formados por migração lateral, de forma que a direção e a taxa de migração lateral do canal é condicionada pelo aporte sedimentar oriundo das correntes de *longshore* (REINSON, 1992). Conforme Reinson (op. cit.), o preenchimento destes canais por migração lateral das *inlets* é caracterizado por (a) uma base erosiva com frequente ocorrência de *lag* residual (sedimentos texturalmente mais grossos); (b) fácies de canal ativo e profundo com estratificação cruzada planar bidirecional de alto porte e/ou acanalada de médio porte; (c) fácies de canal raso (*spit*) com

estratificação cruzada planar bidirecional de médio porte e *ripples* de corrente; e (d) padrão de afinamento textural para o topo e redução da espessura dos sets de estratos cruzados para o topo. A sucessão vertical de canais abandonados deve apresentar abundante presença de sedimentos argilosos cobrindo finas camadas arenosas de canais anteriormente ativos, estando presentes em deltas de maré enchente em estuários de mesomaré.

#### 4.11 IMPLICAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS DOS ESTUÁRIOS E ILHAS BARREIRAS

Os sistemas deposicionais estuarinos e de ilhas-barreira estão inseridos no contexto de Tratos de Sistemas Transgressivo (TST), desenvolvidos durante evento de transgressão marinha, quando a taxa de elevação do nível relativo do mar supera a taxa de sedimentação na linha de costa. A ocorrência de depósitos estuarinos no registro geológico está, principalmente, associada a inundação marinha de vales fluviais incisos durante eventos de transgressão – os processos estuarinos tornam-se componentes menos importantes no Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA; REINSON, 1992; BOYD, 2010), onde tendem a dominar sistemas de ilhas-barreiras, formando cordões litorâneos regressivos (*strandplains*).

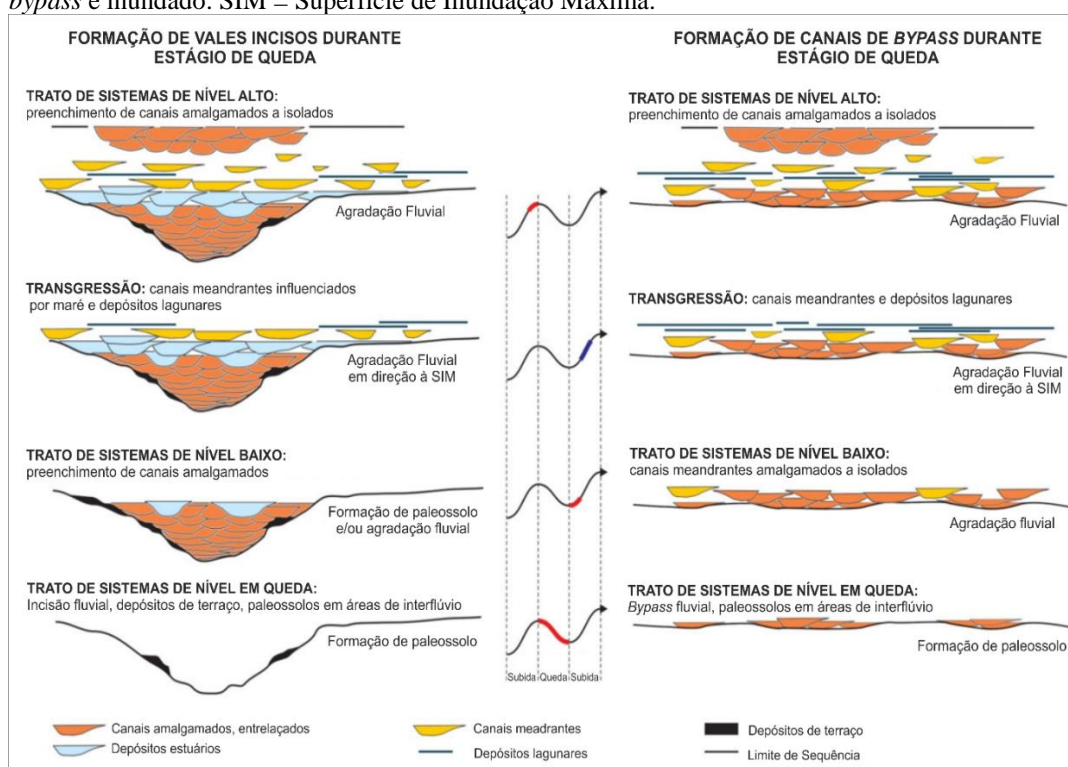
Vales fluviais incisos na plataforma continental durante regressão forçada são caracterizados pela presença de depósitos fluviais influenciados por maré em contexto de Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB), e por isso ocupam a porção inferior do TST (DALRYMPLE et al. 1994; SHANLEY; MCCABE, 1994; Figura 22). Os depósitos de vales fluviais incisos encontram-se associados a limites de sequências (discordância), que marcam a base do paleovale, podendo se condensar com a Superfície Transgressiva (ST), ou de ravinamento por maré e onda, limitando-se no topo pela Superfície de Inundação Máxima (ALLEN; POSAMENTIER, 1993). Com o decorrer da transgressão, os vales fluviais são afogados e preenchidos por sucessões sedimentares com padrão de empilhamento retrogradacional a agradacional, depositadas sobre uma superfície de Discordância (CATUNEANU, 2006).

Segundo Dalrymple et al. (1992), em uma sucessão transgressiva ideal, o limite de sequência é caracterizado por uma discordância subaérea recoberta por depósitos fluviais, oriundos da fase de incisão e preenchimento inicial do vale inciso, e que são progressivamente recobertos por depósitos estuarinos, com inúmeras superfícies de inundação entre os depósitos. À medida que o estuário translada em direção ao continente, a desembocadura sofre remoção de material por erosão marinha ao longo da costa ou por canais de maré, em função de fatores inter-relacionados, como a taxa de elevação do mar, aporte sedimentar e profundidade do



paleovale. O caráter transgressivo do estuário é minimizado ao longo de sua evolução, com o característico padrão retrogradacional das fácies evoluindo para agradacional. O momento de transgressão máxima é marcado pela Superfície de Inundação Máxima (SIM). A progradação das fácies em TSNA poderá gerar deltas, caso haja aporte sedimentar suficiente oriundo da descarga fluvial, ou planície praial ou de mar aberto, caso o suprimento sedimentar seja de origem marinha.

Figura 22 - Arquitetura estratigráfica de uma sequência deposicional fluvial influenciada por flutuações do nível de base no contexto de um vale inciso (esquerda), e de um sistema de canal de *bypass* (direita). Atentar-se para a diferenciação entre depósitos de canais influenciados por processos de maré (estuário) causado pela inundação marinha de vales incisos, e depósitos de natureza lagunar formados quando a plataforma plana de um sistema de *bypass* é inundado. SIM = Superfície de Inundação Máxima.



Fonte: Modificado de Shanley & McCabe, 1992.

O preenchimento de um vale inciso não ocorre em um único evento de transgressão, mas sim associado a inúmeros ciclos de regressão e transgressão de alta frequência que ocorrem no evento transgressivo (DALRYMPLE et al., 1994; ZAITLIN et al., 1994). No decorrer deste processo, os depósitos estuarinos e de ilhas-barreiras podem ser parcial ou totalmente erodidos. Os ciclos de alta frequência geram um registro sedimentar complexo, com inúmeras superfícies discordantes e de elevado valor para a Estratigrafia de Sequências. As superfícies estratigráficas discordantes que subdividem a sucessão estuarina indicam períodos de erosão e/ou não deposição, causados, por exemplo, intensa erosão associada a ação de ondas e marés ou estabilização/não-deposição com o desenvolvimento de solo por exposição subaérea.

## 5 RESULTADOS

As 17 litofácies sedimentares apresentadas neste trabalho (Tabela 3) foram identificadas por meio do estudo de cinco afloramentos (BP-75, B-P82, BP-89, BP-112 e BP-129 na região de Ituporanga (Figura 1). Estas litofácies são definidas pelos seus atributos litológicos, texturais, estruturais, geometria da camada, medidas de paleocorrentes e conteúdo fóssilífero (quando presentes). As seções colunares levantadas nos afloramentos apresentam dimensões que variam entre 5 e 60 m. As camadas apresentam geometria tabular, lenticular ou sigmoidal, constituídas de arenito fino a grosso, heterolito e pelito, com uma grande variedade de estruturas sedimentares.

Tabela 3 - Litofácies sedimentares da Formação Rio Bonito na região de Ituporanga, Bacia do Paraná.

Código	Granulometria e Estrutura	Geometria e Textura	Processo
<i>Gmg</i>	Conglomerado intraformacional matriz-sustentado, maciço	Camada lenticular, vermelho-alaranjado, com espessura de 15 cm	Fluxo de detritos pseudoplástico, fluxo viscoso
<i>Ss</i>	Arenito fino a médio, estratificação cruzada sigmoidal	Camada sigmoidal, bege a amarelo-esbranquiçada, com espessuras de 25 cm a 1,5 m	Transição de regime de fluxo inferior para superior
<i>Sp</i>	Arenito fino a grosso, estratificação cruzada tabular. Ocasionalmente exibe recobrimento argiloso ( <i>drapes</i> ) nos <i>foresets</i>	Camadas tabulares a lenticulares, amarelo-esbranquiçadas, com espessuras de 15 a 70 cm	Migração de dunas 2D em regime de fluxo inferior
<i>St</i>	Arenito fino a médio, estratificação cruzada acanalada	Camadas lenticulares, amarelas, com espessuras de 15 a 40 cm	Migração de dunas 3D em regime de fluxo inferior
<i>Sr</i>	Arenito fino a grosso com laminação ondulada assimétrica ( <i>ripples</i> ), uni a bidirecional, ocasionalmente com recobrimento argiloso ( <i>drapes</i> )	Camadas lenticulares, amarelo a cinza-escuro, com espessuras de 10 a 20 cm	Regime de fluxo inferior; migração de leito ondulado; deposição por tração e suspensão; variação temporal da direção do fluxo aquoso
<i>Sh</i>	Arenito fino a médio, laminação plano-paralela	Camadas tabulares, amarelo claro a cinza, com espessuras de 4 a 50 cm	Regime de fluxo superior/crítico
<i>Sm</i>	Arenito fino a grosso, maciço	Camadas tabulares, amarelo-claro, com espessuras de 10 a 50 cm	Fluxo hiperconcentrado
<i>Sl</i>	Arenito fino, estratificação cruzada de baixo ângulo (<15°)	Camada tabular, branco, com espessuras de até 30 cm	Regime de fluxo transicional
<i>So</i>	Arenito fino a médio, laminação ondulada simétrica, ocasionalmente truncada	Camadas tabulares a lenticulares, branco, com espessuras de 7 a 110 cm	Fluxo oscilatório sem componente unidirecional
<i>Shc</i>	Arenito fino a médio, estratificação cruzada <i>hummocky-swaley</i>	Camadas lenticulares, esbranquiçadas a amarelo-escuro, com espessuras de até 2,3 m	Fluxo combinado durante eventos de tempestade
<i>Fl</i>	Lamito, laminação horizontal a levemente ondulada	Camadas tabulares, cinza-escuro, com espessuras de 10 cm a 1 m	Deposição por decantação em depósitos externos ao canal e depósitos de inundação; perda gradual de energia
<i>Fm</i>	Arenito muito fino a lamito, maciço, frequentemente com textura <i>blocky</i>	Camadas tabulares, negro a cinza-arroxado, com espessuras de 3 cm a 2 m	Deposição por decantação em depósitos externos ao canal, sujeitos à exposição
<i>C</i>	Carvão, ocorrência de pirita associada	Camadas tabulares, negro, com espessura de 5 cm a 2 m	Depósitos de pântanos vegetados ( <i>swamps</i> )

P	Paleossolo	Camadas tabulares, cinza-esverdeado, arroxado e alaranjado, com espessura de até 20 cm. Presença de paleorraízes, paleotroncos e marcas de folhas	Solo incipiente, moderadamente a mal desenvolvido
Hf	Acamamento heterolítico <i>flaser</i>	Camadas tabulares, branco-acinzentado a amarelado, com espessuras de 10 a 1,3 m	Alternância de processos por tração e deposição por suspensão
Hw	Acamamento heterolítico ondulado ( <i>wavy</i> )	Camadas tabulares, cinza, rosa e amarelo creme, com espessuras de 10 a 80 cm	Alternância de processos por tração e deposição por suspensão
HI	Acamamento heterolítico lenticular ( <i>linsen</i> )	Camadas tabulares, cinza-escuras, com espessuras de 10 cm a 1,5 m	Alternância de processos por tração e deposição por suspensão

Fonte: Do autor, 2017.

As associações de fácies foram definidas com base em critérios da análise faciológica de detalhe, mudanças no padrão vertical de fácies e delimitação por superfícies limítrofes ou estratigráficas, em alguns casos associadas a níveis delgados de paleossolo. Na Tabela 4 são apresentadas 9 associações de fácies, com seus respectivos códigos e afloramento de ocorrência.

Tabela 4 - Associações de fácies definidas nos afloramentos BP-75, BP-82, BP-89, BP-112 e BP-129.

Código	Afloramentos	Associação de Fácies	Ambiente Depositional
AF-1	BP-75	Gmg, HI, Hw, Hf, Sr, Sh e Fm	Canal de Maré
AF-2	BP-89	Sp, St, Sr, Gmg, Sh e Sm	Canal Fluvial Meandrante
AF-3	BP-89 e BP-112	HI, FI, Fm, Sm, Sp, St, Sh, SI e Sr	Planície de Inundação
AF-4	BP-82	Sp, St, Ss, So, Sh, e SI	Praia /Face Praia Superior
AF-5	BP-129	Sh, SI e Fm	Praia
AF-6	BP-129	HI, Hw, Hf, FI, Fm, C e P	Planície de Maré
AF-7	BP-129	Sh, SI, So e Shs	Leque de Lavagem
AF-8	BP-129	HI e FI	Preenchimento de Laguna
AF-9	BP-129	HI, Hw, Hf, Sr, So, Sp e St	Delta de Maré Enchente

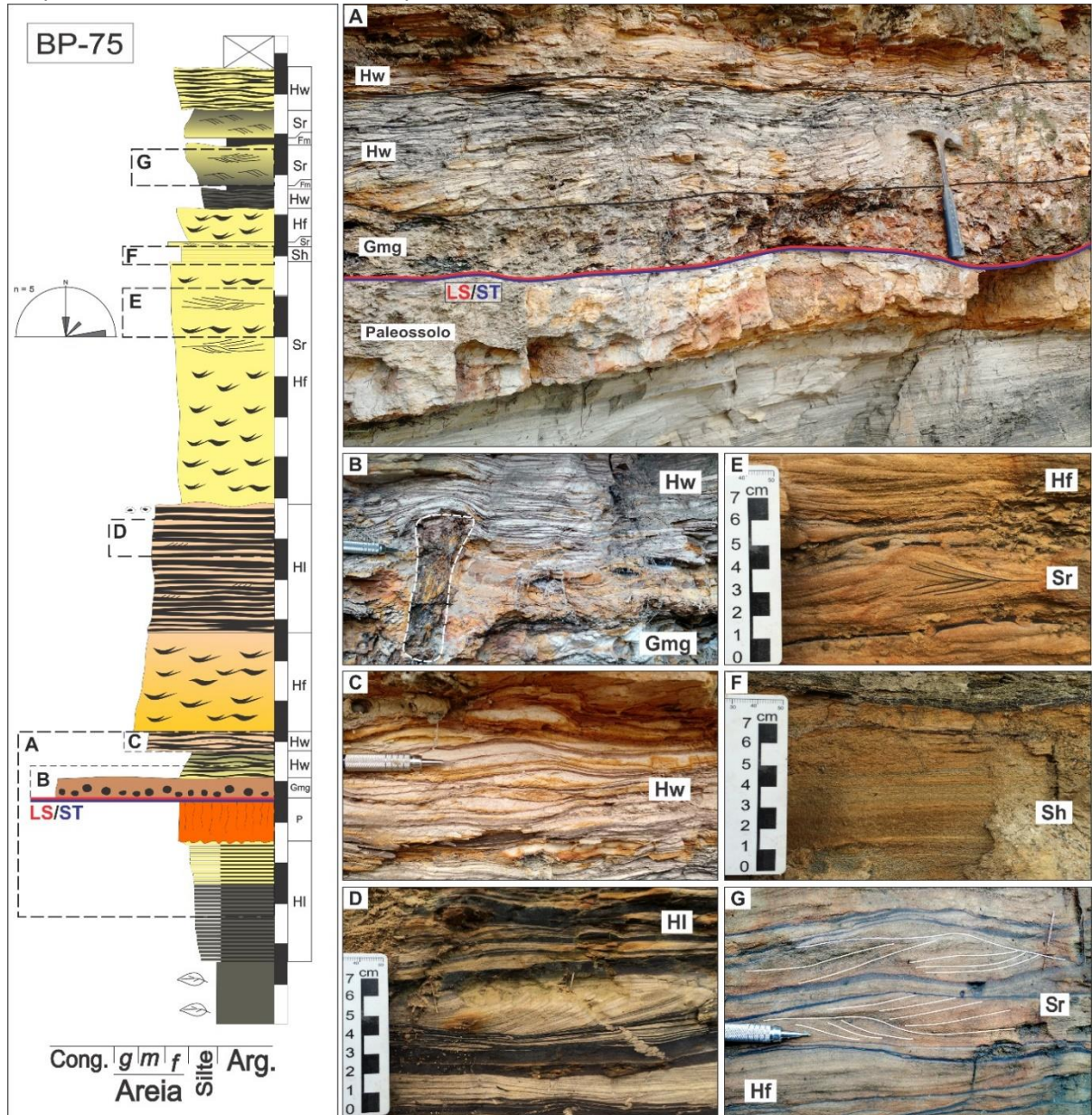
Fonte: Do autor, 2017.

## 5.1 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE CANAL DE MARÉ (AF-1)

**Descrição:** Esta associação de fácies foi descrita no afloramento BP-75, em corte de estrada na rodovia SC-350, na entrada de Ituporanga, e apresenta 150 m de extensão lateral por sete metros de altura. As camadas apresentam geometria lenticular a tabular (Figura 23A) e possuem continuidade lateral em torno de 50 m. Esta associação inclui as litofácies Gmg, Hw, HI, Hf, Sr, Sh e Fm. A litofácies Gmg inclui conglomerado matriz-sustentado (laterítico), maciço, com intraclastos de pelito e arenito, mal selecionados, subarredondados a arredondados, com dimensões de seixo a cascalho, com restos vegetais retrabalhados (Figura 23B). Foi contatado um nível de paleossolo laterítico previamente desenvolvido (Figura 23A). A litofácies Hw é

constituída de arenito fino a médio, moderadamente a bem selecionado, cinza esbranquiçado, com laminações onduladas assimétricas e simétricas, recoberta por filmes argilosos (acamamento *wavy*; Figura 23B e 23C). A litofácies *Hl* é constituída de pelito laminado, com elevado conteúdo de material carbonoso, com intercalação de lentes de arenito fino com laminação ondulada assimétrica e recobrimento argiloso nos *foresets* (Figura 23D). A litofácies *Hf* inclui arenito fino a grosso, moderadamente a bem selecionado, amarelo alaranjado (Figura 23E e 23G), com laminação cruzada bidirecional (*Sr*: Figura 23E e 23G). A litofácies *Sh* é caracterizada por arenito fino, bem selecionado com laminação plano-paralela (Figura 23F), intercalados com pelito maciço tabular (*Fm*), cinza escuro a negro, carbonoso, com espessuras que variam entre 1 a 5 cm. As direções de paleocorrentes presentes na litofácies *Sr* exibem sentido preferencial para o quadrante NE (Figura 23).

Figura 23 - Seção colunar dos depósitos de canais de maré (afloramento BP-75): (A) camadas tabular a lenticular, com adelgaçamento lateral das camadas; (B) detalhe de tronco retrabalhado presente no conglomerado matriz-suportado (Gmg), sobre camada de paleossolo; (C) acamamento heterolítico ondulado (Hw); (D) acamamento heterolítico lenticular (Hl), com laminação cruzada e recobrimento argiloso; (E) arenito fino com acamamento *flaser* (Hf) e laminação cruzada com *sets* opostos (Sr); (F) arenito fino com laminação plano-paralela (Sh); (G) arenito fino com laminação ondulada assimétrica e *sets* opostos (Sr), ocasionalmente com recobrimento argiloso nos *foresets*, associada com acamamento *flaser* (Hf).



Fonte: Do autor, 2017.

**Interpretação:** O limite basal desta sucessão de fácies é marcado por um horizonte de paleossolo laterítico, com cerca de 30 a 40 cm de espessura e com presença de restos vegetais (folhas e raízes), e que indica erosão e exposição em condições subaéreas. Acima deste horizonte, a associação de fácies representa Canais de Maré, com depósitos de centro e margem de canal. A presença deste depósito acima de um horizonte de paleossolo laterítico bem



desenvolvido sugere a presença de uma Superfície Transgressiva (ST) e que, possivelmente, sobrepõe-se ao Limite de Sequência (LS) formada durante o nível de mar baixo, no topo do Grupo Itararé (Figura 23A).

Os depósitos de centro de canal de maré incluem conglomerado laterítico com intraclastos (litofácies *Gmg*) que indicam retrabalhamento do substrato do canal por correntes de maré. Os pacotes de arenito médio a grosso, com pontual gradação normal, laminação cruzada bidirecional associada aos heterolitos com acamamento *flaser* são também interpretados como depósitos de centro de canal, no contexto de um ambiente de alta energia. Laminações cruzadas bidirecionais presentes nas litofácies *Sr* e *Hf* indicam oscilações na direção do fluxo aquoso associado a dinâmica das correntes de maré (corrente dominante e subordinada), e o recobrimento argiloso nos *foresets* atesta alternância na energia da corrente, com concomitante deposição ora por tração, ora por suspensão.

Segundo Dalrymple (1984), a laminação cruzada bidirecional se desenvolve por variação na direção da corrente de maré, ora corrente dominante, ora corrente subordinada, com diferentes intensidades. O material arenoso é depositado na forma de *ripples* durante a corrente dominante; em períodos de estagnação da corrente (*slack-water stage*), o material argiloso em suspensão é depositado na forma de finas lâminas de argila, ao longo dos *foresets* e dos *sets* das *ripples*. A ação da corrente subordinada, em direção oposta e em menor intensidade do que a corrente dominante, causa a deposição de material arenoso acima das formas de leito previamente desenvolvidas. Em subsequente período de estagnação, nova lâmina de argila é depositada. No decorrer deste processo são registradas superfícies de reativação causadas pelas correntes de maré. Sendo assim, a laminação cruzada bidirecional é utilizada como indicador de processos de maré. Medidas de paleocorrente em *foresets* das lâminas cruzadas (*Sr: ripples*) indicam paleofluxo principal para nordeste (Figura 23).

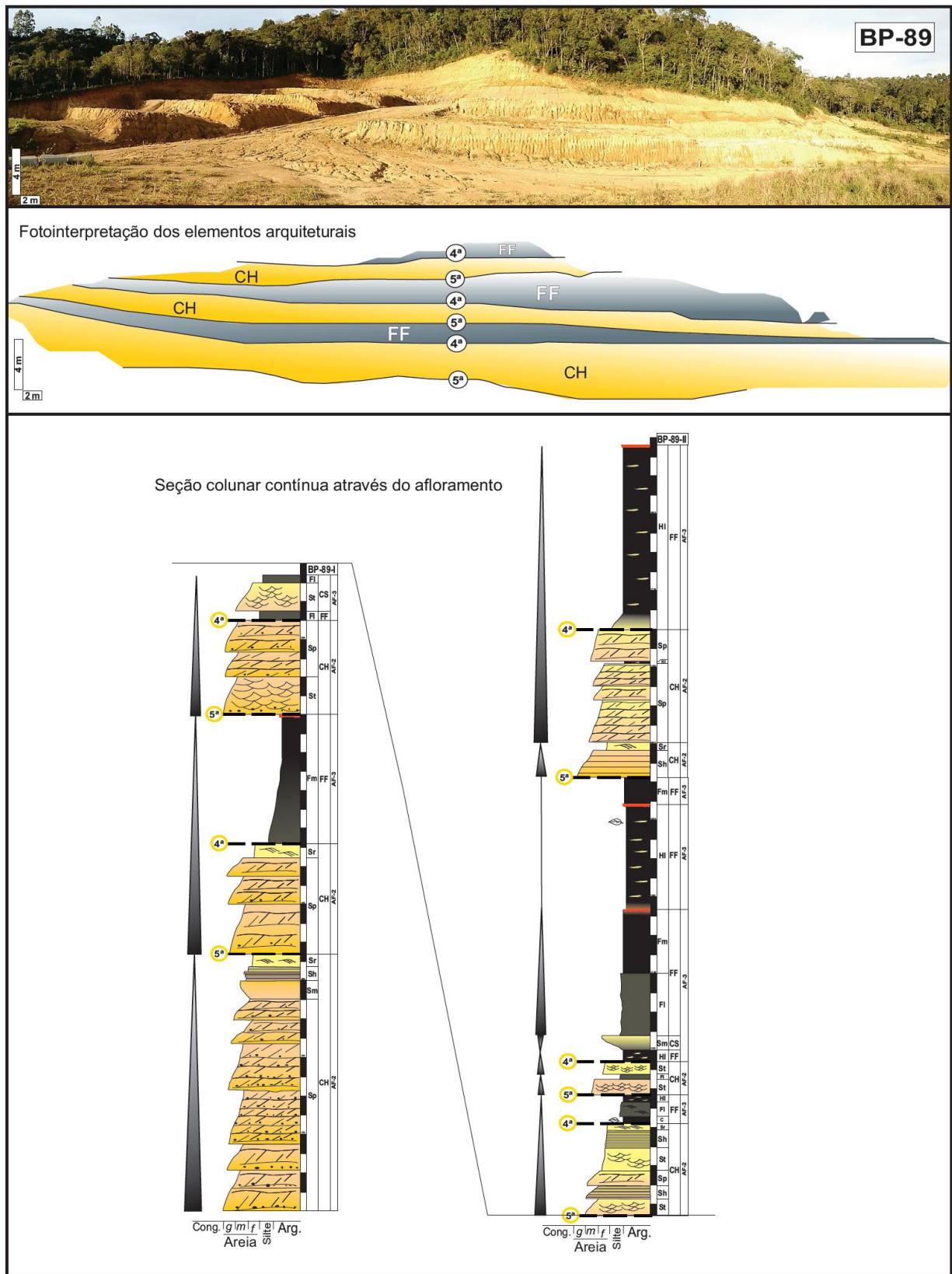
A margem do canal inclui a planície de supra, inter e inframaré, caracterizadas por padrões sedimentares característicos: a) presença de sedimentos argilosos nas zonas de supramaré, em virtude da atuação prolongada de correntes de baixa energia; e b) presença de sedimentos arenosos nas zonas de inter e inframaré, em virtude da atuação prolongada de processos de onda em condições de alta energia (REINECK; SINGH, 1980; DALRYMPLE, 1992). A ocorrência de camadas lenticulares a levemente tabulares de arenito fino, lateralmente continuas (> 50 m), com acamamento heterolítico ondulada e lenticular e nódulos de pirita, além de camadas tabulares essencialmente argilosas e com elevado conteúdo carbonoso indicam depósitos de margem de canal influenciados por processos de maré.

## 5.2 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE CANAL FLUVIAL MEANDRANTE (AF-2)

**Descrição:** Esta associação de fácies apresenta depósitos com espessuras entre 1 a 3,5 m, compostos predominantemente por arenitos médios a grossos, mal a moderadamente selecionados, com gradação normal bem desenvolvida e estratificação cruzada tabular e acanalada incipiente. Esta associação está localizada no afloramento BP-89 (Figura 24) e comporta as litofácies *Sp*, *St*, *Sr*, *Sh*, *Sm* e *Gmg*, dispostas na forma de camadas com geometria tabular a lenticular, ocasionalmente com base côncava e topo plano, contínuas lateralmente por cerca de 30 m (Figura 24 e Figura 25E).

A litofácies *Sp*, com ocorrência dominante nesta associação, é caracterizada por arenito médio a grosso, branco, mal selecionado, com gradação normal bem desenvolvida e estratificação cruzada tabular incipiente de médio porte, com *sets* que variam de 10 a 20 cm. Arenito grosso, mal selecionado, com grânulos e seixos de quartzo e pelito (*Gmg*) ocorrem como camadas (~ 10 a 20 cm) na base de cada um dos estratos cruzados (Figura 25B e 25G). Ocasionalmente a litofácies *Sp* exibe recobrimento argiloso nos *foresets* dos estratos cruzados e no plano de acamamento de cada *set* (Figura 25A). A litofácies *St* constitui arenito médio a grosso, bege amarelado, com estratificação cruzada acanalada de médio porte, que verticalmente grada para a litofácies *Sp* (Figura 25F e 25H). A litofácies *Sr* é caracterizada por arenito fino, amarelo, sem gradação, com laminação ondulada assimétrica e recobrimento argiloso (Figura 25D). A litofácies *Sh* é caracterizada por arenito fino a médio, amarelo, sem gradação e com laminação plano-paralela, podendo ocasionalmente apresentar conteúdo argiloso em tons de vermelho bordô (Figura 25C). As litofácies *Sr* e *Sh* ocorrem na porção superior dos pacotes de arenito médio a grosso com estratificação cruzada tabular. A litofácies *Sm* é representada por arenito médio a grosso, amarelo, maciço, mas com gradação inversa.

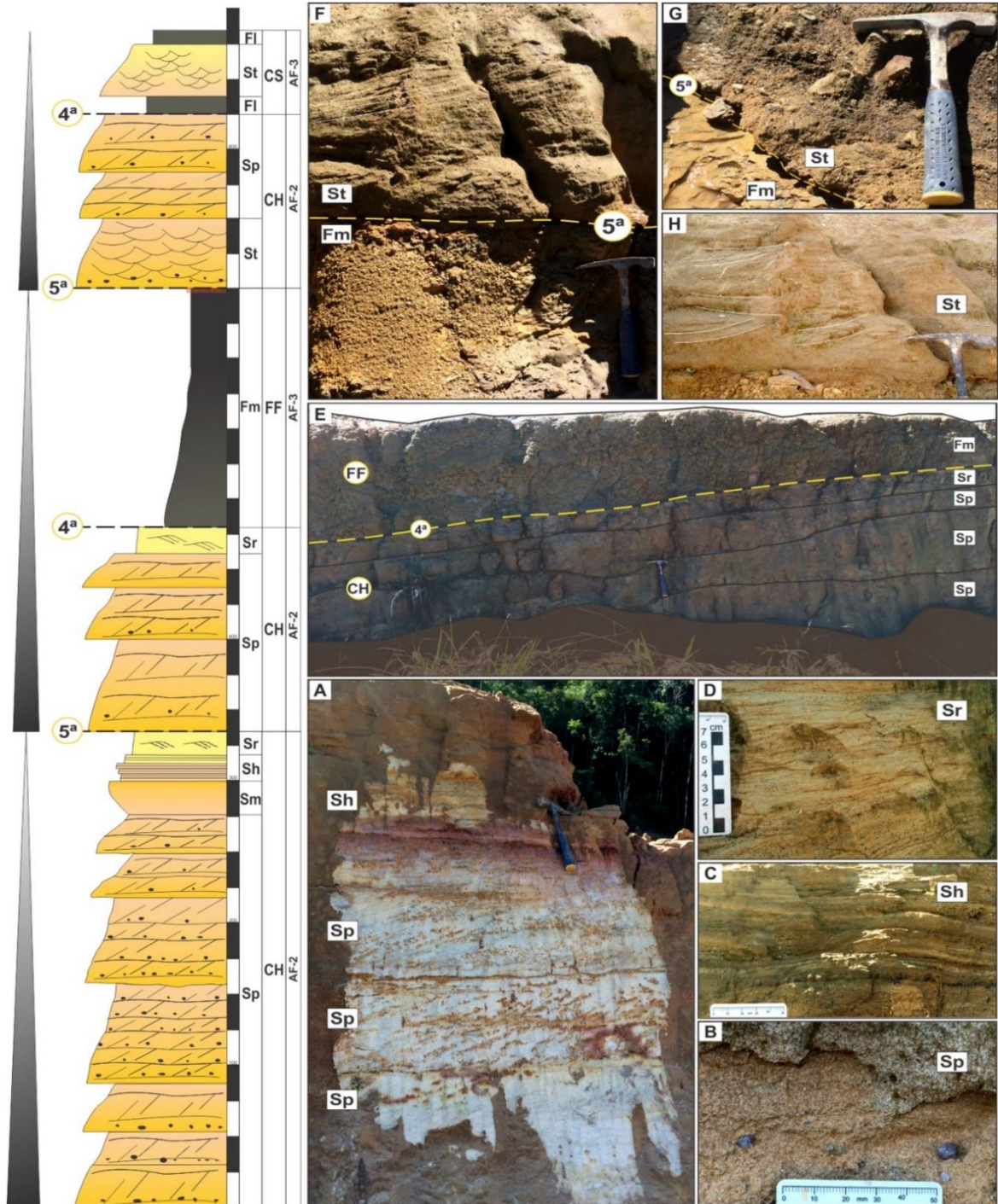
Figura 24 - Seção panorâmica e seção colunar do afloramento BP-89, com a ilustração dos elementos arquiteturais CH e FF, superfícies limítrofes e as associações de fácies de canal fluvial meandrante (AF-2) e planície de inundação (AF-3), compondo um padrão granodrecrescente ascendente.



Fonte: Do autor, 2017.



Figura 25 - Seção colunar (BP-89) ilustrando a relação entre os depósitos de canal fluvial meandrante (AF-2) e depósitos de planície de inundação (AF-3): (A) Padrão granodrecrescente ascendente; (B) Destaque para os grânulos de quartzo e pelito, mal selecionados na base da litofácies *Sp*; (C) Laminação plano-paralela característica da litofácies *Sh*; (D) Laminação ondulada assimétrica (*ripples*), característica da litofácies *Sr*; (E) Disposição das camadas na base do afloramento, e respectivas litofácies, elementos arquiteturais e superfícies limítrofes; (F) Superfície limítrofe de 5ª ordem que separa depósitos de planície de inundação dos depósitos de canal; (G) *Lag* residual composto por intraclastos argilosos presentes na base da camada de arenito grosso; (H) Estratificação cruzada acanalada, característica da litofácies *St*.



Cong. g m f Arg.  
Areia Silte

Fonte: Do autor, 2017.

**Interpretação:** Com base nos modelos de fácies para canais fluviais propostos por Miall (1996), verifica-se a ocorrência de depósitos de preenchimento de canal fluvial meandrante (Elemento CH). A sucessão vertical de fácies apresenta padrão granodecrescente ascendente, indicando variação na profundidade da lâmina d'água e na velocidade do fluxo. A erosão dos finos da planície de inundação (Elemento FF) é representada pelos depósitos arenosos residuais (grânulos e seixos argilosos e quartzosos; Figura 25B e 25G), observados na base dos estratos cruzados. A presença de *drapes* de argila que recobrem os *foresets* e *sets* dos estratos cruzados não são interpretados como formados por processos de maré, mas sim pela presença de alta carga de material em suspensão. A ausência de bioturbação e estruturas desenvolvidas por processos de maré não atestam influência de sedimentação costeira (estuarina).

Esta associação de fácies ocorre geneticamente relacionada aos depósitos de planície de inundação (AF-3), e ocorrem em contato abrupto, caracterizando superfícies limítrofes de 4ª ordem (Figura 25E). Ao longo da seção colunar constata-se ciclos de granodecrescência ascendente de alta frequência, com episódios frequentes de avulsão dos canais, e consequente raseamento e estabilização das planícies de inundação. A incisão de canais fluviais acima dos elementos de planície de inundação caracteriza superfícies limítrofes de 5ª ordem (MIALL, 1996; Figura 25F e 25G).

### 5.3 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO (AF-3)

**Descrição:** Esta associação de fácies é composta pelas litofácies *Hl*, *Fl*, *Fm*, *St*, *Sm*, *Sp*, *Sh* e *Sl*, e apresenta espessuras de 0,5 a 9 m, sendo predominantemente constituída por pelitos em tons de cinza-escuro a cinza-arroxeados, maciços (litofácies *Fm*), laminados (litofácies *Fl*) ou com acamamento heterolítico do tipo lenticular (litofácies *Hl*), com elevado teor de material carbonoso e carvão associado. As litofácies estão dispostas na forma de camadas tabulares com espessuras de até 2 m e ampla continuidade lateral de até 70 m, com topo e base planos, situadas nos afloramentos BP-89 (Figura 24) e BP-112 (Figura 26). Camadas tabulares de arenito fino a grosso com espessuras entre 10 a 20 cm intercalam os pacotes de pelito (Figura 27F e 27G).

A litofácies *Fm* é caracterizada por pelito roxo, maciço, com textura *blocky* (Figura 27B), muitas vezes com topo oxidado (Figura 27C). A litofácies *Hl* compreende pelito com acamamento heterolítico lenticular e elevado teor de material carbonoso (Figura 27D). A litofácies *Fl* comporta pelito cinza-escuro com laminação planar-paralela a levemente ondulada e eventual gradação, em que se observa siltito laminado na base e argilito maciço no topo.

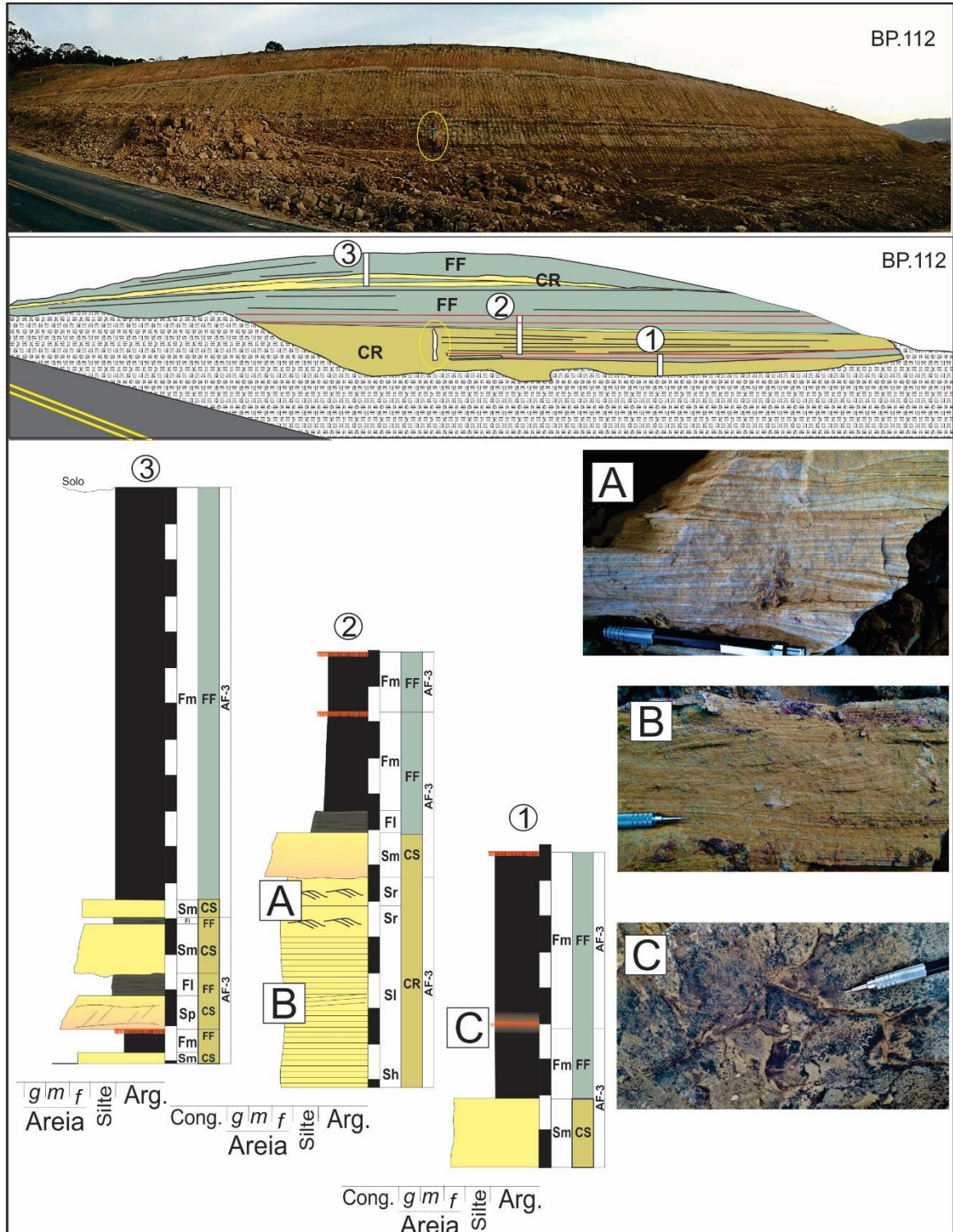
Observa-se contato abrupto dos pelitos com os arenitos da AF-2 (Figura 27A e 27E), de forma que o topo das camadas de pelito são oxidados e exibem aspecto maciço (textura *blocky*).

Intercalados aos pelitos e de ocorrência pontual, são constatados arenitos finos a grossos, em tons de amarelo a bege, com gradação normal ou inversa, podendo apresentar estratificação cruzada acanalada (litofácies *St*) ou maciça (litofácies *Sm*), na forma de camadas tabulares a lenticulares (Figura 27F e 27G).

No afloramento BP-112 (Figura 26), há predomínio de espessas camadas tabulares de pelito maciço (textura *blocky*; litofácies *Fm*), cinza-arroxeadado, com topo oxidado, semelhantes às litofácies observadas no afloramento BP-89. Estes pelitos são intercalados por camadas tabulares de arenito fino maciço (litofácies *Sm*), com pontualmente gradação normal, mas que também podem apresentar estratificação cruzada tabular incipiente (litofácies *Sp*), estratificação plano-paralela (litofácies *Sh*) e estratificação cruzada de baixo ângulo (litofácies *Sl*).



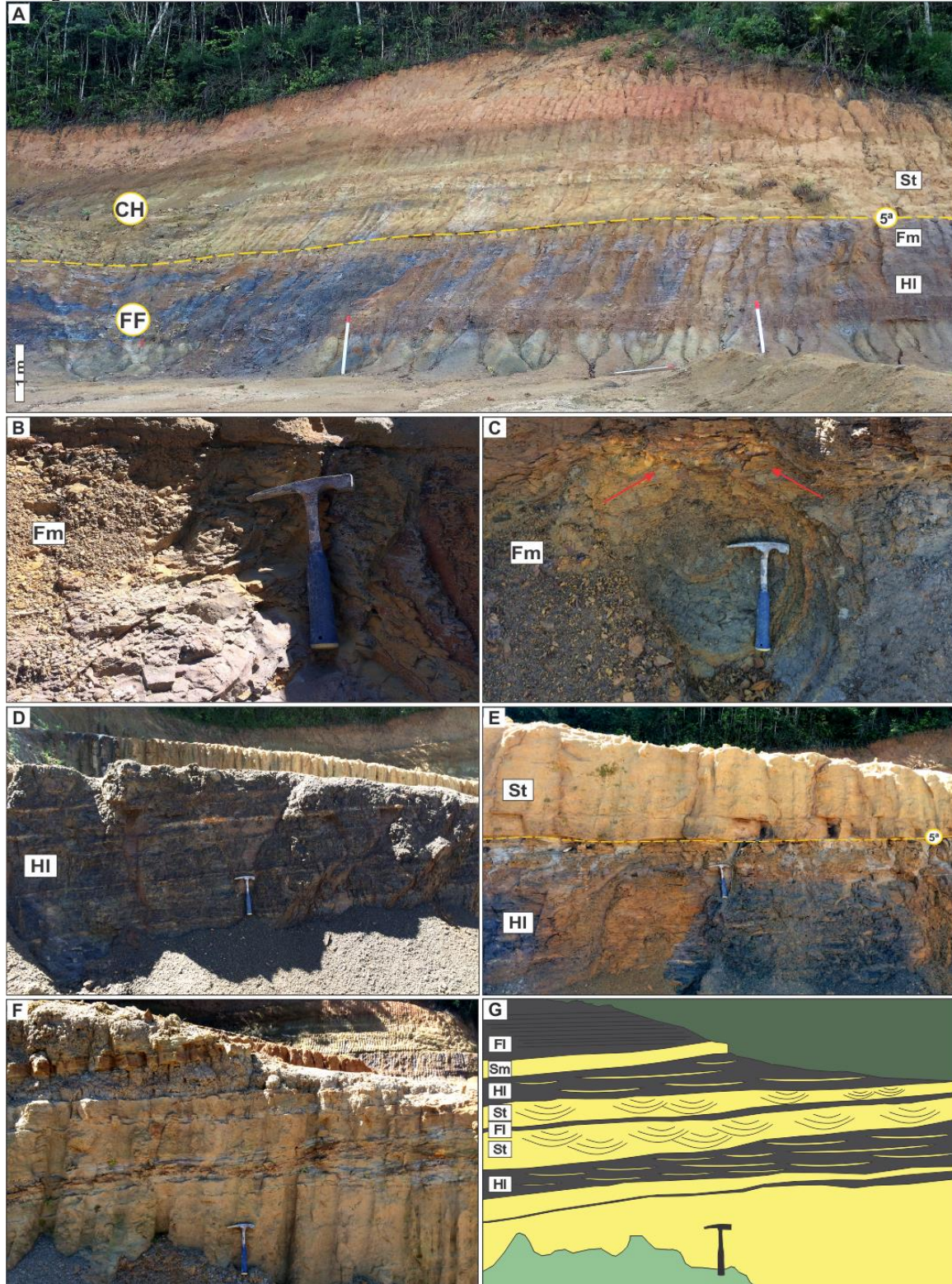
Figura 26 - Seção panorâmica e colunar do afloramento BP-112, com a sucessão de fácies e elementos arquiteturais da planície de inundação (AF-3): A e B) laminação cruzada de baixo ângulo (litofácies S1) em arenito fino presente nos depósitos de rompimento de crevasa (Elemento CS); e C) gretas de ressecamento que ocorrem no topo das camadas de pelito da planície de inundação (Elemento FF).



Fonte: Do autor, 2017.



Figura 27 - (A) Foto panorâmica da porção superior do afloramento BP-89, com destaque para a superfície limítrofe de 5ª ordem que separa os depósitos de planície de inundação dos depósitos de canal; (B) Pelito maciço com textura *blocky*, característico da litofácies Fm; (C) Pelito maciço com destaque para a superfície de erosão fluvial oxidada no topo da camada; (D) Pelito com acamamento heterolítico lenticular, característico da litofácies HI; (E) Destaque para a superfície limítrofe de 5ª ordem na porção intermediária do afloramento; (F) Intercalação de camadas tabulares a lenticulares de arenito fino e pelito, no depósito de planície de inundação; (G) Interpretação da Figura F.



Fonte: Dos autores, 2017.

**Interpretação:** O predomínio de pelitos dispostos em camadas tabulares espessas e com ampla extensão lateral, com elevado conteúdo de material carbonoso, esporadicamente com leitos de carvão, indica deposição de sedimentos finos por suspensão junto a matéria orgânica vegetal, em áreas de planície. O acamamento lenticular indica deposição predominantemente de sedimentos argilosos por suspensão com correntes fracas associadas. Estas características permitem interpretar esta associação de fácies como depósitos de planície de inundação pantanosa que acompanha os canais fluviais meandantes da AF-2, com predomínio do elemento arquitetural de finos de planícies de inundação (Elemento FF - *Floodplain Fines deposits*). A presença de pelitos maciços (litofácies *Fm*) com textura *blocky* indica exposição subaérea em condições de baixa drenagem, com desenvolvimento de solo no topo das sucessões de estratos da planície de inundação. De acordo com Catuneanu (2006), o desenvolvimento de lentes de carvão e solos imaturos e úmidos (saturados em água e com baixa taxa de drenagem) ocorre em função de flutuações nas condições climáticas e descarga dos rios (exposição subaérea vs. inundação de planícies lamosas e depósitos de *overbank*).

Os depósitos de rompimento de crevasa são representativos do elemento arquitetural CS (*Crevasse Splay deposits*), cujo espreadamento ocorreu ao longo da planície de inundação na forma de lençóis arenosos por eventual extravasamento da carga fluvial confinada em períodos de alta descarga dos rios (enxurradas e enchentes). Estes depósitos ocorrem intercalados com os finos da planície de inundação ou situados na base da associação de fácies, onde, em geral, mostram-se maciços e com gradação inversa. Pontualmente, observa-se depósito de canal de crevasa (*Crevasse Channel*, elemento CR), caracterizado por arenito fino com estratificação plano-paralelo a cruzada de baixo ângulo indicativos de fluxo superior a transicional; para o topo são observadas ondas de corrente (*current ripples*), indicativas de correntes de desaceleração associadas ao rompimento dos diques marginais.

No afloramento BP-112, as camadas tabulares de pelito maciço apresentam espessuras de até 3 m, com topo marcando uma superfície de ravinamento. Há espessamento dos depósitos de planície de inundação com relação ao BP-89, com a maior presença de arenitos finos maciços indicativos de depósitos de rompimento de crevasse na planície de inundação lamosa.

Esta associação de fácies é geneticamente relacionada aos arenitos dos depósitos de canais fluviais meandantes (AF-2) e exibe contato abrupto ao longo de toda a extensão, caracterizando superfícies limítrofes de 4ª ordem. As superfícies limítrofes de 5ª ordem indicam incisão do canal fluvial por avulsão (Figura 27A). Sugere-se para estes afloramentos ambiente de canais fluviais meandantes associados a ampla planície de inundação lamosa, com ocasionais episódios de rompimento de crevasa.

As intercalações entre as associações de fácies AF-2 e AF-3 observadas ao longo da seção colunar evidencia ciclos de granodecrescência ascendente de alta frequência, com o topo dos pelitos maciços marcados por superfícies de erosão fluvial. A presença de superfícies de 5ª ordem indica incisão fluvial, com a erosão parcial dos depósitos de planície de inundação por migração lateral de canais meandantes de um sistema fluvial com acomodação positiva (processo autocíclico).

#### 5.4 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PRAIA/FACE PRAIAL SUPERIOR (AF-4)

**Descrição:** Esta associação é constituída pelas litofácies *Sp*, *St*, *Ss*, *So*, *Sh*, e *Sl* e ocorre no afloramento BP-82, com espessura de 10 m, contínuo lateralmente por 150 m. É caracterizado por pacotes de arenito fino a médio, sem gradação, esbranquiçados, essencialmente quartzosos, bem selecionados, com formas tabulares a lenticulares e acamamento ondulado (Figura 28A). Ao longo do afloramento observa-se o adelgaçamento e truncamento das camadas (Figura 28B), bem como superfícies de reativação.

A litofácies *Sh* exhibe laminação plano-paralela, comumente observada na base do afloramento ou intercalada com camadas de arenito médio com estratificação cruzada sigmoidal (litofácies *Ss*; Figura 28E), tabular (litofácies *Sp*), acanalada (litofácies *St*; Figura 28) ou ainda estratificação ondulada (litofácies *So*). Na base do afloramento, a litofácies *Sh* contorna suavemente camadas erodidas e lateralmente contínuas (feições de erosão por onda; Figura 28A e 28C). Pontualmente é verificada estratificação cruzada de baixo ângulo (litofácies *Sl*) associada a litofácies *Sh*.

A litofácies *So* é caracterizada por estratificações onduladas simétricas e que se truncam lateralmente (Figura 28D).

Medidas dos planos frontais dos estratos cruzados e sigmoidais indicam paleofluxo no sentido leste-sudeste.







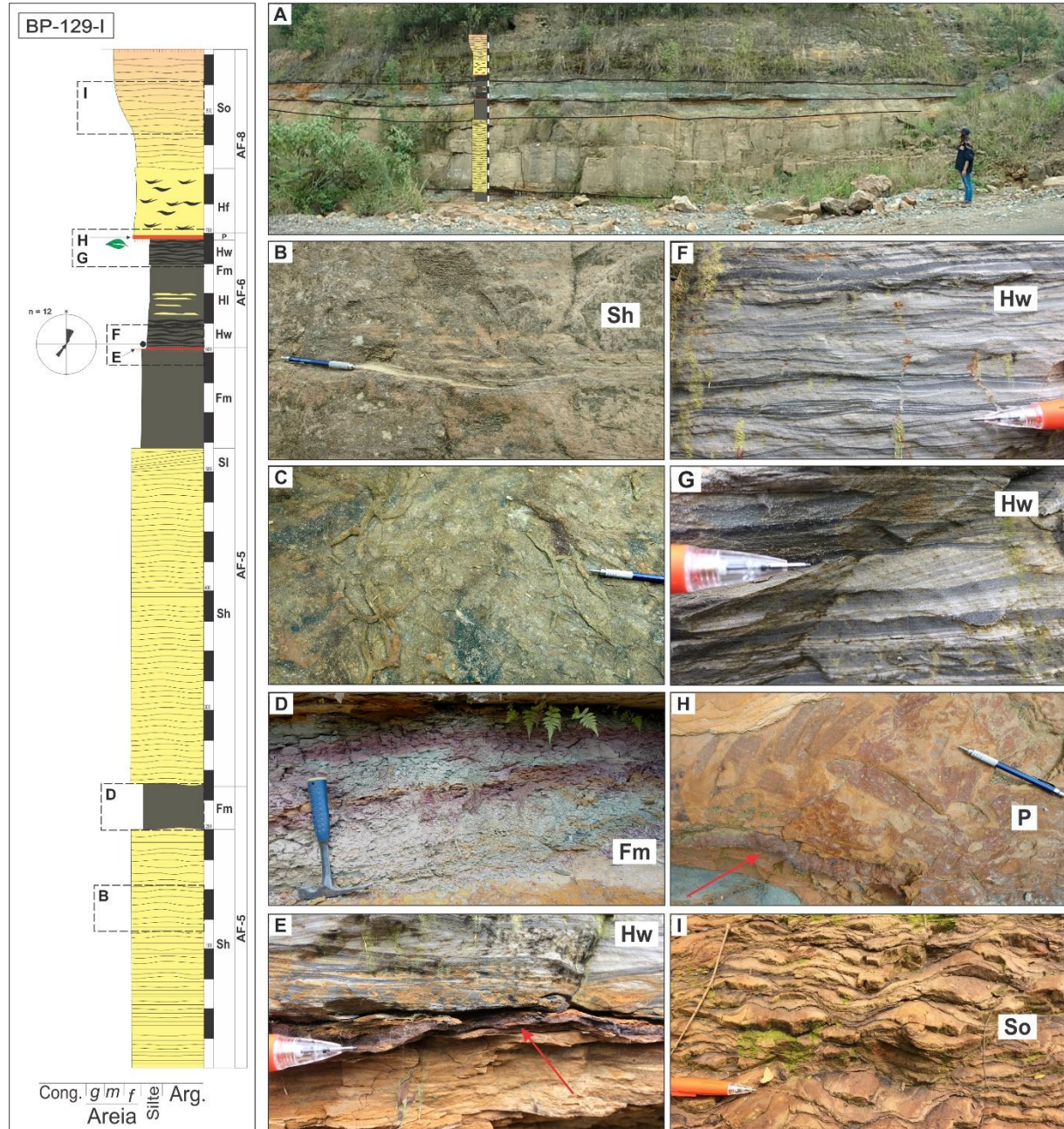
**Interpretação:** A maturidade e boa seleção dos arenitos que compõem esta associação de fácies indicam longo transporte e ação de ondas, respectivamente, associado a um ambiente de moderada energia, visto a presença de arenitos finos a médios. A abundante presença de laminações plano-paralelas com acamamento levemente ondulado e que eventualmente se truncam espacialmente com outras camadas indica ação de fluxo combinado. O truncamento erosivo destes arenitos sugere forte ação de ondas, possivelmente por eventos episódicos de tempestade, de forma a intensificar a erosão das camadas previamente depositadas. Esta associação de fácies é interpretada como depósitos de praia (*foreshore*) a face praial superior (*upper shoreface*) presente ao longo de cordões litorâneos influenciados pela ação de ondas, desenvolvidos em ambiente costeiro a marinho raso.

Apesar da variedade de direções das paleocorrentes, que condiz com um ambiente fortemente influenciado por ondas de tempestade (fluxos oscilatórios), medidas dos planos frontais dos estratos cruzados e sigmoidais indicam paleofluxo dominante no sentido NNW.

## 5.5 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PRAIA (AF-5)

**Descrição:** Esta associação de fácies é constituída pelas litofácies *Sh*, *Sl* e *Fm*, e compõe a base do afloramento BP-129 (Figura 29), além de estar presente na BP-129-V (Figura 33). Esta associação apresenta espessuras de 2,5 a 4,0 m, caracterizada principalmente por camadas tabulares de arenito fino, sem gradação, essencialmente quartzoso, bem-selecionado, em tons esbranquiçados a alaranjados, lateralmente contínuas na faixa aflorante (Figura 29A). Estes arenitos apresentam laminação plano-paralela com acamamento levemente ondulado, e ocasional truncamento por onda (litofácies *Sh*; Figura 29B). É também observado laminação cruzada de baixo ângulo (litofácies *Sl*), estando associada a litofácies *Sh*, com ocorrência ao longo de uma mesma camada. Sobre os pacotes de arenito observa-se a litofácies *Fm*, caracterizada por siltito arenoso maciço, com textura *blocky*, cinza-esverdeado, com porções em roxo e laranja (Figura 29D). Em blocos deste siltito arenoso foram observadas gretas de sinérese (Figura 29C). Por vezes, o topo desta associação é marcada por uma superfície de ravinamento com desenvolvimento de crosta laterítica irregular com cerca de 1 cm (Figura 29E).

Figura 29 - Seção colunar do afloramento BP-129 com as respectivas medidas de paleocorrentes em diagrama de roseta. (A) Disposição das camadas na seção BP129-I, lateralmente contínuas por 50 m; (B) Acamamento ondulado da litofácies Sh; (C) Gretas de sinérese observadas em blocos do siltito arenoso; (D) Siltito arenoso maciço com textura *blocky*, característico da litofácies Fm; (E) Crosta laterítica irregular (seta vermelha) observada no topo do siltito arenoso; (F) Heterolito com acamamento ondulado (*wavy*), característico da litofácies Hw; (G) Recobrimento argiloso dos *sets* e *foresets* dos estratos cruzados de *ripples* de corrente, presentes na litofácies Hw; (H) Crosta laterítica (seta vermelha) observada na base de paleossolo laterítico com marcas de folhas; (I) Laminações onduladas simétricas e assimétricas características da litofácies So.



Fonte: Dos autores, 2017.

**Interpretação:** A associação de fácies descrita indica depósitos de praia (*foreshore*), caracterizados principalmente pela ocorrência de laminação plano-paralela com acamamento levemente ondulado, e ocasional truncamento de estratos plano-paralelos a cruzados em baixo ângulo. A ocorrência de siltitos arenosos maciços, com textura *blocky*, indicam exposição subaérea da camada sob lâmina d'água rasa. A presença de gretas de sinérese, preenchidas, indica, além do topo da camada, gênese em condições de lâmina d'água pouco espessa, cuja evaporação permitiu a precipitação e o preenchimento das gretas.

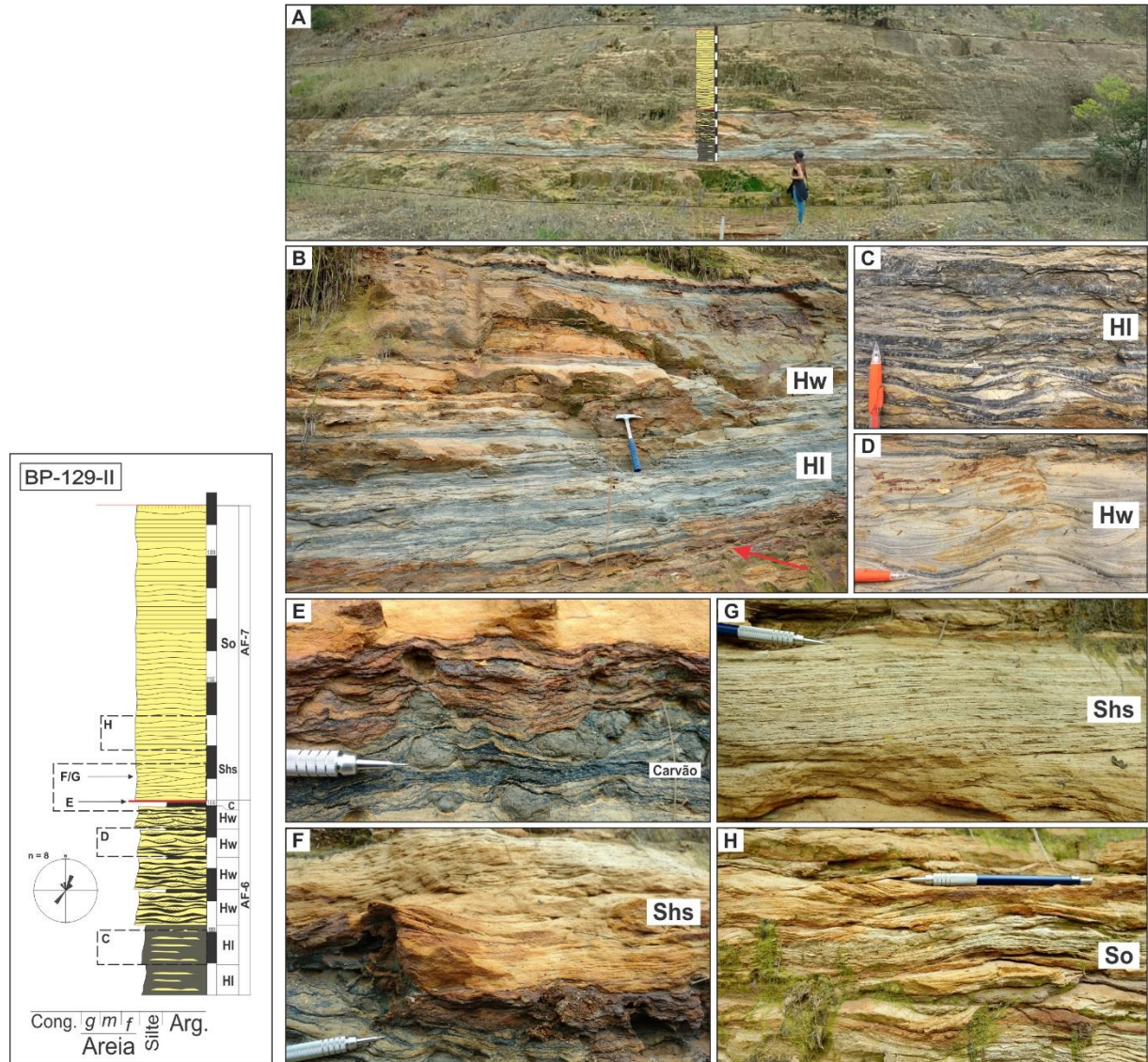
As condições subaéreas em que as camadas de arenito foram submetidas estão associadas ao rebaixamento relativo do nível de base (lâmina d'água) geraram alterações nas estruturas sedimentares previamente formadas. Interpreta-se a ocorrência de um evento regressivo forçado que expôs a camada a condições subaéreas e de menor energia.

## 5.6 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PLANÍCIES DE MARÉ (AF-6)

**Descrição:** Esta associação de fácies apresenta espessuras entre 0,3 a 2 m, e é composta pelas litofácies *Sr*, *Hl*, *Hw*, *Hf*, *Fl*, *Fm*, *C* e *P*, sendo observada nas seções BP-129-I, -II e -III. É predominantemente constituída por heterolitos dispostos em camadas tabulares extensas lateralmente por dezenas de metros (Figura 30A e 30B) e que apresentam intercalação de lâminas a camadas (até 5 cm de espessura) de pelito e arenito fino, podendo apresentar acamamento lenticular (litofácies *Hl*; Figura 29F e 30C), ondulado (litofácies *Hw*, Figura 30D) e, menos frequente, do tipo *flaser* (litofácies *Hf*). A litofácies *Fl* comporta pelitos laminados. Frequentemente se observa fino recobrimento argiloso dos *sets* e *foresets* das *ripples* de corrente (Figura 29G). Arenitos finos com *ripples* de onda e corrente também ocorrem ao longo da associação de fácies (litofácies *Sr*; Figura 31F), em contato com pelitos com topo ravinado (Figura 31E). Camadas e lentes de carvão com espessuras de 3 cm a 1 m (litofácies *C*), abundante presença de material carbonoso e nódulos de pirita ocorrem associados a estes depósitos (Figura 30E). Em geral, o topo desta associação é marcado por superfícies de ravinamento, com desenvolvimento de paleossolos (litofácies *Fm* e *P*; Figura 31G) e/ou crosta laterítica associados (Figura 30E e 30F). Medidas dos *foresets* das *ripples* de corrente ao longo da litofácies *Hw* indicam paleofluxo principal para NE e SW.



Figura 30 - Seção colunar do afloramento BP-129-II com as respectivas medidas de paleocorrentes em diagrama de roseta. (A) Disposição das camadas na seção BP129-II, lateralmente contínuas por 100 m; (B) Disposição da camada de heterolitos com acamamento ondulado (litofácies Hw) e lenticular (HI), com camada irregular de carvão no topo; (C) Heterolito com acamamento lenticular, típico da litofácies HI; (D) Heterolito com acamamento ondulado (*wavy*), típico da litofácies Hw; (E) Camada irregular de carvão (até 3 cm), com ocorrência de nódulos de pirita e crosta laterítica no topo; (F) Laminação ondulada *swaley*, característica da litofácies Shs; (G) Feição lateral da laminação ondulada *swaley*, horizontalizada; (H) Na litofácies So são observadas *ripples* de onda que se truncam lateralmente.



Fonte: Dos autores, 2017.

**Interpretação:** Esta associação de fácies é interpretada como depósitos de planície de maré marginais presentes na laguna central, no contexto de supra e intermaré. Neste contexto, a ocorrência de planícies de supramaré estão associadas a planícies expostas e vegetadas, com predomínio de sedimentos lamosos e elevado conteúdo carbonoso, com formação de paleossolos pouco desenvolvidos, mal a bem drenados, com ocorrência de troncos e raízes, marcas de folhas e camadas de carvão. Planícies de intermaré são principalmente caracterizadas por camadas tabulares de heterolitos com acamamento lenticular, ondulado (*wavy*) e, menos

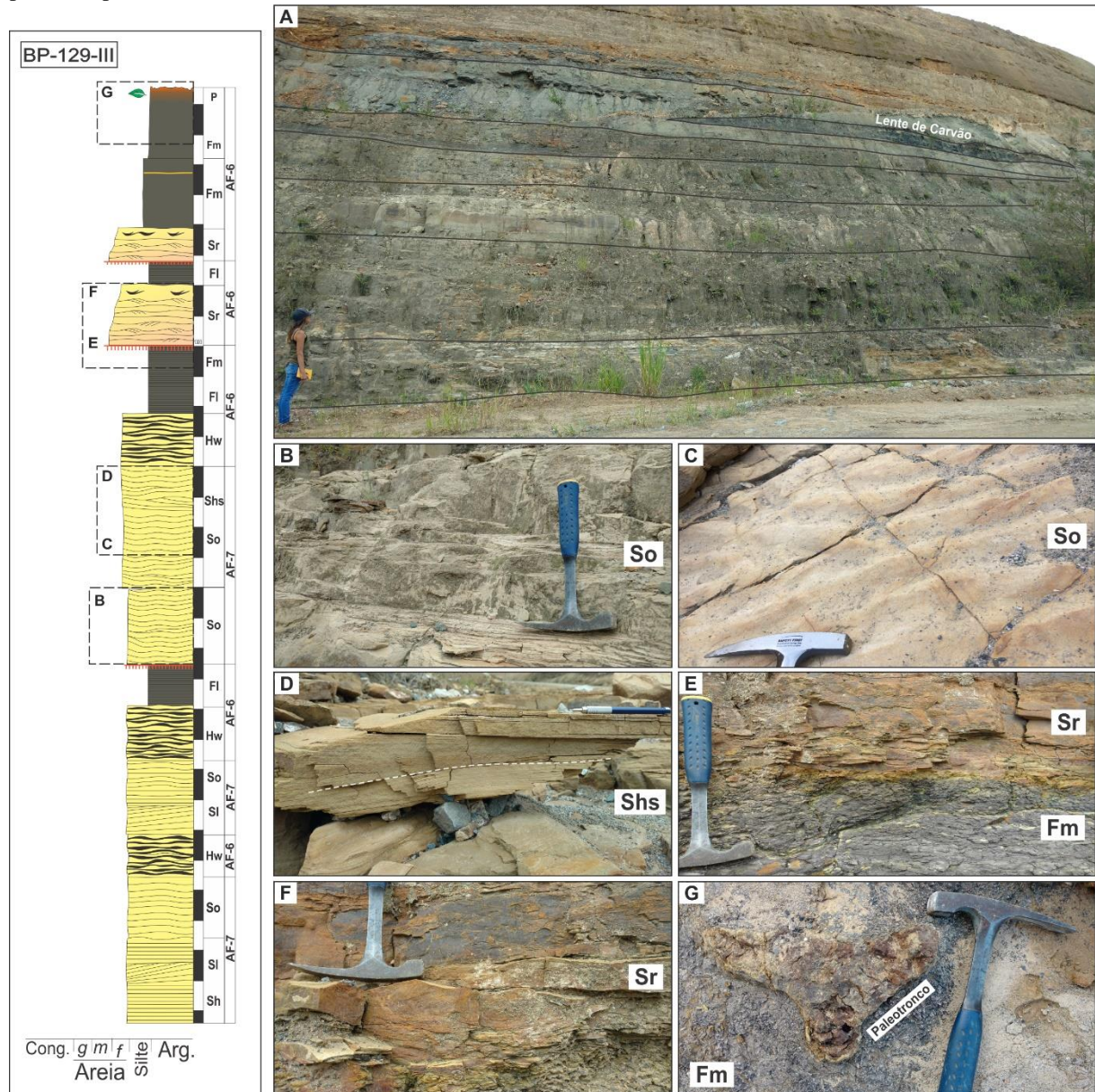
frequente, *flaser*, e também por pelitos laminados e maciços, compondo camadas lateralmente contínuas ao longo do afloramento. A ocorrência de recobrimento argiloso dos *sets* e *foresets* das lâminas cruzadas indica influência de correntes de maré, com a deposição de sedimentos argilosos em períodos de estagnação da corrente. Em geral, o topo desta associação de fácies é marcado por heterolitos ou pelitos maciços com textura *blocky*, com topo ravinado, indicativos de exposição subaérea e desenvolvimento incipiente de paleossolo, em condições de saturação em água, mal drenados. Associado a estes depósitos ocorrem lentes e camadas de carvão, pelitos carbonosos e nódulos de pirita, que indicam deposição em ambientes protegidos e de baixa energia.

### 5.7 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE LEQUES DE LAVAGEM (AF-7)

**Descrição:** Esta associação de fácies é constituída pela litofácies *Sl*, *Sh*, *Shs* e *So*, e apresenta espessura de 0,5 a 2,5 m, ocorrendo na forma de sucessivos pacotes que se sobrepõem no perfil, sendo observados nas seções BP-129-II (Figura 30) e BP-129-III (Figura 31). Predominam arenitos finos, bem-selecionados, quartzosos, esbranquiçados a alaranjados, dispostos na forma de camadas tabulares lateralmente extensas por 100 m (Figura 30A e 31A). Os arenitos exibem predominantemente laminação plano-paralela a levemente ondulada (*Sh*) e cruzada de baixo ângulo (*Sl*), bem como laminações onduladas simétricas que se truncam espacialmente (litofácies *So*; Figura 30H e 31C). É constatado a ocorrência de laminações cruzadas *swaley* (litofácies *Shs*; Figs. 30F, 30G e 31D). Em planta foi possível observar a ocorrência de marcas de ondas simétricas indicando o topo da camada (Figura 31C).



Figura 31 - Seção colunar do afloramento BP-129. (A) Disposição das camadas na seção BP129-III, lateralmente contínuas por 150 m subindo no ao longo da rodovia; (B) Acamamento ondulado e laminação ondulada simétrica que se truncam espacialmente; (C) Vista em planta de *ripples* de onda presentes na litofácies So; (D) Laminação ondulada *swaley* (litofácies Shs); (E) Contato ravinado entre pelito maciço com textura *blocky* e arenito fino a médio com *ripples* de onda e corrente; (F) *Ripples* de onda e corrente observadas na litofácies Sr; (G) Vista em planta de paleotronco observado na litofácies Fm.



Fonte: Dos autores, 2017.

**Interpretação:** Esta associação de fácies indica depósitos formados sob condições de regime de fluxo superior a combinado com predomínio de processos de tração em ambiente de alta energia, caracterizando assim depósitos de leques de lavagem (*washovers*), que espriam para o interior da laguna central.

A presença da laminação cruzada *swaley* e truncamento por onda indica deposição sob influência de ondas de tempestade. Na laguna central, em zonas próximas à barreira, instalaram-

se planícies de maré associadas aos leques de lavagem. Conforme Reinson (1992), leques de lavagem formam ambientes que permitem a instalação e estabilização de planícies de maré arenosas/lamosas e pântanos. Na seção colunar BP-129-III, observa-se constante ocorrência de depósitos de planícies de intermaré e supramaré e até pântanos associados aos depósitos de leque de lavagem.

## 5.8 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE PREENCHIMENTO DE LAGUNA (AF-8)

**Descrição:** Esta associação de fácies é constituída pelas litofácies *Hl* e *Fl*, observada nas seções BP-129-IV (Figura 32) e BP-129-V (Figura 33), e apresenta camadas tabulares lateralmente contínuas por mais de 100 m, com espessuras de 1,5 a 1,75 m (Figura 33A). Esta associação de fácies é principalmente constituída por heterolitos com acamamento lenticular (litofácies *Hl*), caracterizada pela intercalação de lâminas a camadas (até 3 cm de espessura) de pelito e arenito muito fino. É também constatado a ocorrência de pelitos finamente laminados que podem gradar verticalmente para pelitos maciços com textura *blocky*, característicos da litofácies *Fl* (Figura 32A e 32B). Pontualmente é observado a ocorrência de nódulos de pirita.

**Interpretação:** A laguna constitui o ambiente de mais baixa energia dentro do contexto de ilhas-barreiras e estuários dominados por onda, com o predomínio da deposição de sedimentos finos (DALRYMPLE et al., 1992). A laguna ocorre associada a planícies de maré (porções marginais) e também a leques de lavagem e deltas de maré enchente, que progradam para o seu interior. Esta associação de fácies é interpretada como depósitos de preenchimento de laguna, principalmente caracterizada pela ocorrência de camadas tabulares lateralmente contínuas e constituídas por estruturas formadas sob condições de baixa energia, como heterolitos com acamamento lenticular e pelitos laminados. Na seção BP-129-IV, o pelito laminado grada verticalmente para um pelito maciço, com textura *blocky* e que compõe o topo da associação de fácies, indicando exposição subárea.

## 5.9 ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES DE DELTA DE MARÉ ENCHENTE (AF-9)

**Descrição:** Esta associação de fácies é constituída pela litofácies *Hl*, *Hw*, *Hf*, *Sr*, *So*, *Sp* e *St*, nas seções BP-129-I (Figura 29), BP-129-IV (Figura 32) e BP-129-V (Figura 33) com espessuras que variam entre 1,5 a 8 m. Predominam nesta associação de fácies camadas

tabulares de arenito fino com *ripples* de onda e corrente, acamamento lenticular, ondulado e *flaser*.

Na seção BP-129-I esta associação de fácies é pouco espessa (~ 1,5 m), sendo constituída de arenito fino com acamamento *flaser* (litofácies Hf) e arenito fino a médio, bem selecionado, laranja-rosado, com gradação inversa e *ripples* de onda (litofácies So; Figura 29I). No topo da litofácies So ocorre nível de paleossolo laterítico, pouco espesso, com frequente impressões de folhas (ver Figura 29H).

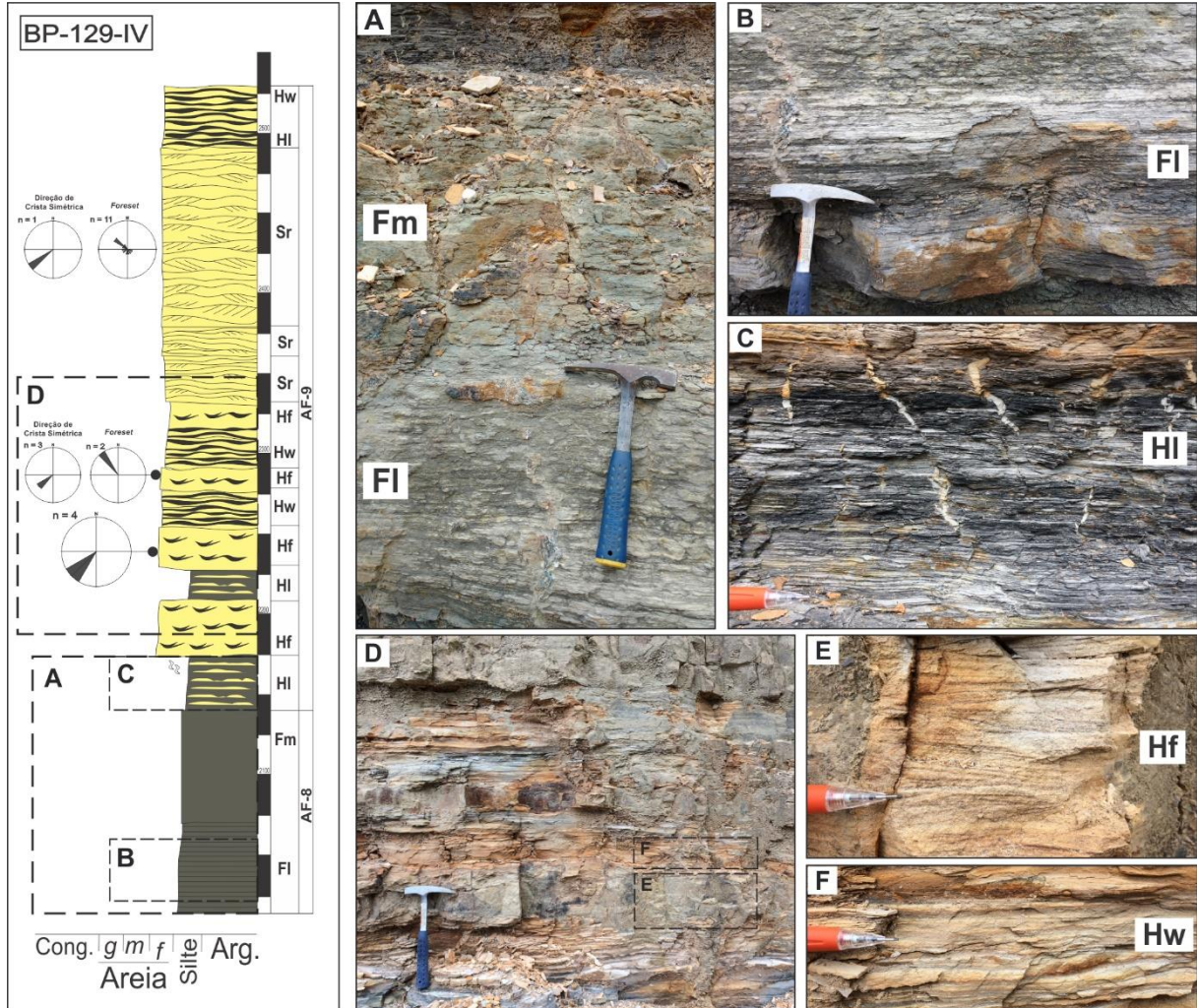
Os pacotes de heterolitos basais da seção BP-129-IV são caracterizados pelo acamamento lenticular (litofácies Hl), com lâminas e camadas de até 2 cm de pelito intercalados com finas lentes de arenito fino, com ocorrência de gretas de contração (Figura 32C). A figura 32D mostra a porção intermediária da seção, onde é observado camadas tabulares (~ 30 cm) constituídas por arenito fino com acamamento ondulado (Hw; Figura 32F) intercalado com camadas tabulares de 15 a 25 cm de arenito fino com acamamento *flaser* a laminações onduladas truncadas (Figura 32E). A litofácies Sr é caracterizada por arenitos finos, bem selecionados, quartzosos a feldspáticos, com *ripples* de corrente.

Na seção BP-129-V, esta associação de fácies exibe espessura de 8 m, constituída na base por camadas tabulares de arenito (0,3 a 2 m) que exibem um padrão de granocrescência ascendente. Da base para o topo é constatado arenito fino, moderadamente a bem selecionado, quartzoso a feldspático, com estratificação cruzada acanalada de médio porta (litofácies St; Figura 33C), sucedido por arenito médio com laminação ondulada (litofácies So) e arenito grosso com estratificação cruzada tabular (litofácies Sp). Observa-se também espessa camada de arenito fino (3,5 m), moderadamente a bem selecionado, quartzoso a feldspático, amarelo, com laminações cruzadas bidirecionais (litofácies Sr; Figura 33G e 33H), disposto em uma superfície convexa (Figura 33D). Associado a litofácies Sr observa-se a ocorrência de lâminas e camadas irregulares (~ 3 cm) de pelito carbonoso ao longo da camada (Figura 33E). O topo desta associação é marcado por heterolitos com acamamento lenticular, com topo ravinado.

Direção de cristas simétricas (*wave ripples*) indicam sentido principal para NE-SW. Medidas dos *foresets* dos estratos cruzados das *ripples* de corrente (*current ripples*) indicam migração em sentidos opostos (NW-SE; Figura 32).



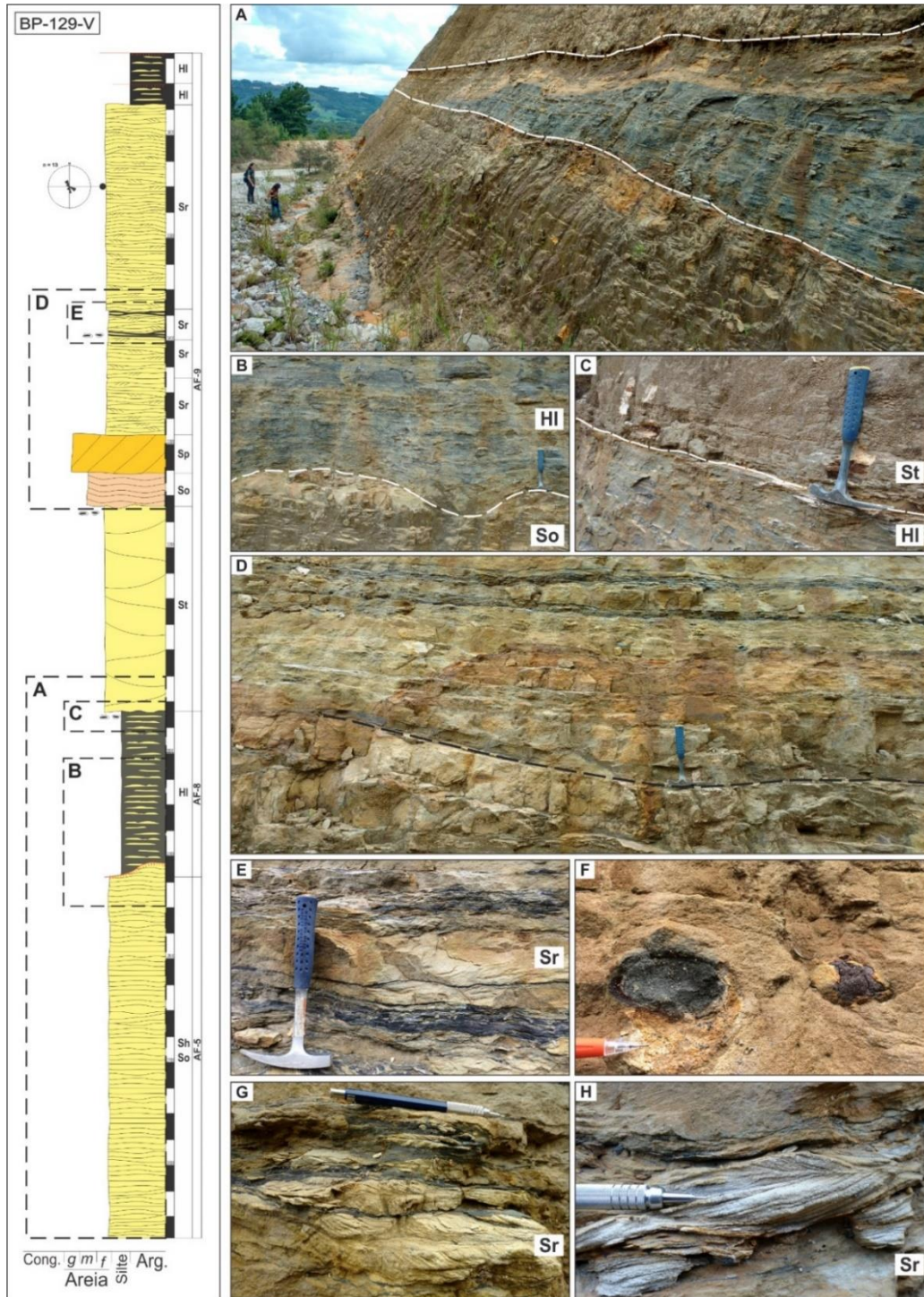
Figura 32 - Seção colunar da seção BP-129-IV, com as respectivas medidas de paleocorrentes em diagramas de roseta. (A) Gradação vertical do pelito laminado (litofácies FI) para textura maciça (*blocky*), indicativo de exposição subaérea; (B) Pelito finamente laminado, característico da litofácies FI; (C) Gretas de contração observada em heterolito com acamamento lenticular; (D) Intercalação de camadas tabulares de heterolito com acamamento ondulado com espessura de até 30 cm e heterolito com acamamento *flaser*, com até 20 cm de espessura; (E) Heterolito com acamamento *flaser*, característico da litofácies Hf; (F) Heterolito com acamamento ondulado, característico da litofácies Hw;



Fonte: Dos autores, 2017.



Figura 33 - Seção colunar do afloramento BP-129, com as respectivas medidas de paleocorrentes em diagrama de roseta. (A) Disposição das camadas na seção BP129-V, contínuas lateralmente por mais de 150 m ao longo do afloramento; (B) Contato irregular entre arenitos do depósito de praia (AF-5) e heterolito com acamamento lenticular do depósito de preenchimento de laguna (AF-8); (C) Contato irregular entre a associação de fácies de preenchimento de laguna e de delta de maré enchente (litofácies HI e St, respectivamente); (D) Disposição da litofácies Sr ao longo de superfície convexa (macroforma de canal); (E) Camadas irregulares de pelito carbonoso com até 5 cm de espessura e que ocorrem ao longo da litofácies Sr; (F) Nódulos de pirita que ocorrem ao longo da litofácies St; (G) Lâminas e camadas irregulares de pelito carbonoso que ocorrem associados às *ripples* de corrente (litofácies Sr); (H) Litofácies Sr com laminações cruzadas bidirecionais.



Fonte: Dos autores, 2017.

**Interpretação:** Esta associação de fácies é definida como depósitos de delta de maré de enchente, com o típico padrão granocrescente ascendente das fácies deltaicas, que progradam em direção a laguna central. Outro fator que permitiu a definição desta associação foi a sua disposição proximal com relação aos depósitos de praia e planície de maré, associado a um ambiente costeiro de alta energia influenciado por processos de maré. Gretas de contração verificadas na seção basal do BP-129-IV foram interpretadas como uma ampla superfície de exposição subaérea. Esta estrutura marca evento de regressão forçada, registrando uma parada temporária na sedimentação e dando lugar a processos erosivos. Este fato é condizente visto que esta associação de fácies sobrepõe depósitos de planícies de maré com topo ravinado (topo da seção BP129-III), com desenvolvimento de paleossolos e camadas de carvão, indicativos de exposição subaérea. A seção BP-129-V exibe um delta de maré bem estruturado e preservado, estando associado a um canal de *inlet*.

## 6 DISCUSSÃO

### 6.1 UNIDADES DEPOSICIONAIS E TRATOS DE SISTEMAS

Segundo Posamentier et al. (1988), um sistema deposicional – *no presente trabalho considerado Unidade Depositional* - corresponde a uma assembleia tridimensional de litofácies geneticamente relacionadas, ligadas por processos e ambientes ativos (sistemas atuais) ou inferidos (registro geológico).

Com base na análise lateral e vertical das associações de fácies, foram definidos para os afloramentos BP-75, BP-82, BP-89, BP-112 e BP-129 quatro unidades deposicionais: 1) Unidade Depositional Fluvial Meandrante (UD-1); 2) Unidade Depositional Estuarino dominado por Maré (UD-2); 3) Unidade Depositional Praial (UD-3); e 4) Unidade Depositional Laguna-Barreira (UD-4).

Para melhor compreensão das unidades deposicionais, os afloramentos foram divididos em dois grupos: 1) Grupo 1: BP-75, BP-82, BP-89 e BP-112; 2) Grupo 2: BP-129. Os afloramentos do grupo 1 estão localizados no centro da cidade de Ituporanga e estão a 15 km do afloramento BP-129, situado no km 404 da SC-350 (Quadro 3).

As seções compostas foram elaboradas com base no empilhamento lógico das associações de fácies e posicionamento com relação às superfícies estratigráfica, principalmente no Grupo 1 de afloramentos.

Quadro 3 - Divisão dos afloramentos em dois grupos, separados por uma distância de 15 km e que representam sistemas deposicionais distintos.

Afloramento	Grupo	Localização	Unidade Depositional
BP-89 BP-112	1	Centro de Ituporanga	Unidade deposicional fluvial meandrante
BP-75			Unidade deposicional estuarino dominado por maré
BP-82			Unidade deposicional praial
BP-129	2	Km 404 da SC-350	Unidade deposicional laguna-barreira

Fonte: Do autor, 2017.

### 6.2 UNIDADE DEPOSICIONAL FLUVIAL MEANDRANTE (UD-1)

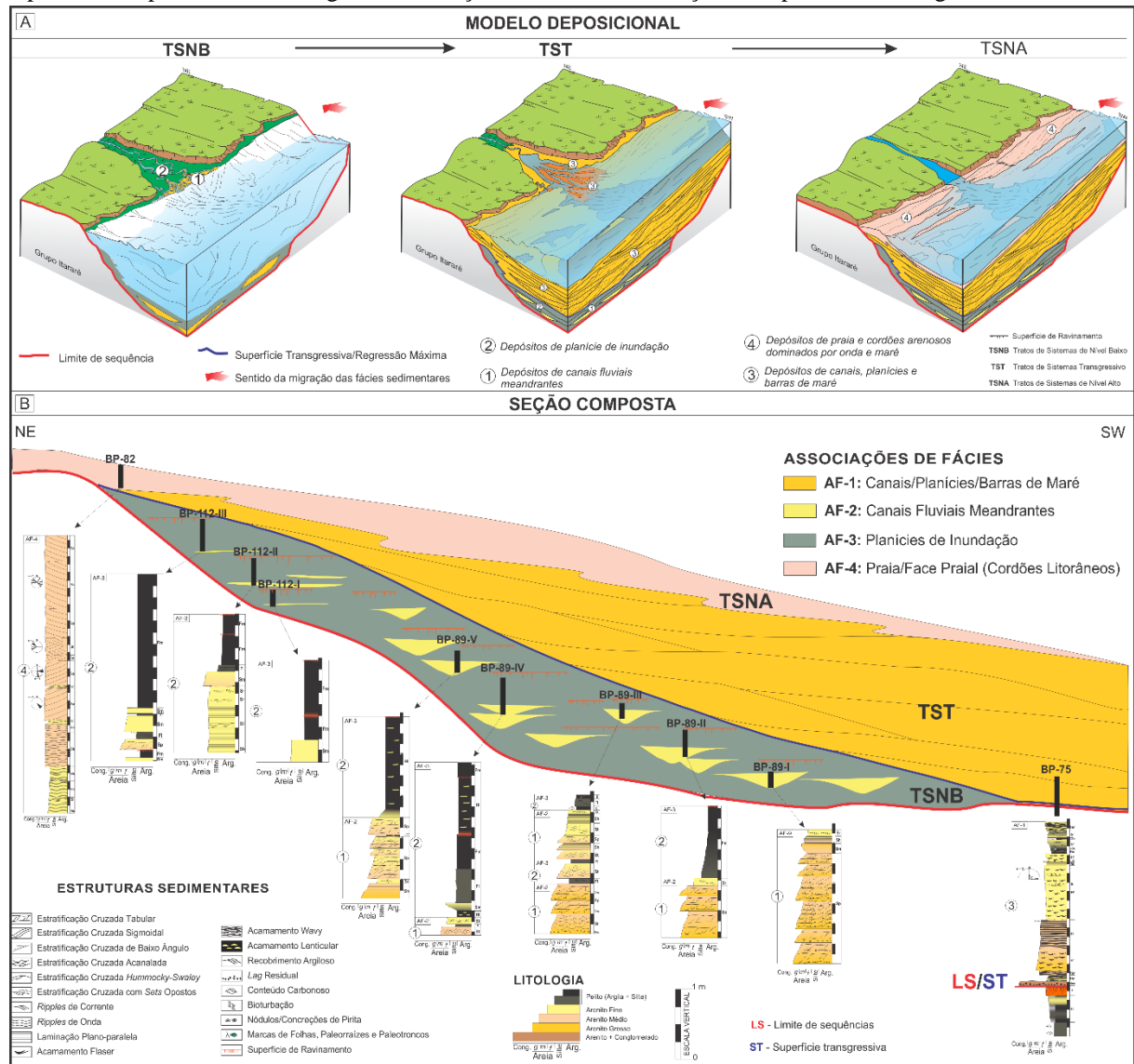
Esta unidade deposicional foi caracterizado pelas associações de fácies de canais fluviais meandantes (AF-2) e planícies de inundação (AF-3; Figura 34A). Os depósitos de canais fluviais e planícies de inundação ocorrem geneticamente relacionados, sendo possível,

através da observação da seção colunar (Figura 24), constatar a ocorrência de ciclos de alta frequência com padrão de afinamento para o topo, e que indicam acomodação positiva dos canais em meio a amplas áreas de planície de inundação (camadas lateralmente contínuas por até 100 m, e com espessuras de até 3 m). Os heterolitos e pelitos que compõem os depósitos de planície de inundação frequentemente apresentam conteúdo carbonoso, estrutura maciça (textura *blocky*) e topo oxidado, indicativo de deposição em ambiente vegetado e exposto a condições subaéreas.

Os depósitos de canais fluviais meandrantos e planícies de inundação se desenvolveram em um contexto continental, visto a ausência de estruturas produzidas por processos de maré. Conforme o modelo de preenchimento de vales incisos proposto por Shanley & McCabe (1992), estes depósitos são interpretados como desenvolvidos durante Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB; Figura 34B), com a migração lateral dos canais ao longo da ampla área de planície de inundação, marcado pelo padrão de afinamento para o topo observado na sucessão vertical das fácies, com a formação de paleossolos no topo dos pelitos da planície de inundação, em condições subaéreas (superfícies de erosão fluvial).

Litoestratigraficamente, esta unidade deposicional pertence ao Membro Triunfo, unidade inferior da Formação Rio Bonito (SCHNEIDER et al., 1974).

Figura 34 - Modelo deposicional e seção composta dos afloramentos BP-75, BP-82, BP-89 e BP-112, elaborados a partir do empilhamento estratigráfico das seções colunares e definição de superfícies estratigráficas.



Fonte: Do autor, 2017.

### 6.3 UNIDADE DEPOSICIONAL ESTUARINO DOMINADO POR MARÉ (UD-2)

Esta unidade deposicional é constituído pela associação de fácies de canais de maré (AF-1; Figura 35A), lateralmente contínuo por 100 m, com espessura de 5 m, cujas camadas encontram-se levemente inclinadas, permitindo análise e sobreposição lateral das fácies.

O depósito de canais de maré (AF-1) é predominantemente influenciado por processos de maré, dada a abundante presença de recobrimento argiloso duplo, recobrimento argiloso dos *sets* e *foresets* das *ripples* de corrente, estratos cruzados bidirecionais e heterolitos com acamamento lenticular, ondulado (*wavy*) e *flaser*. Estas estruturas são diagnósticas de processos

de maré associadas a depósitos de centro e margem de canal (planícies de supra, inter e intramaré), como os presentes no afloramento BP-75.

A base do afloramento BP-75 apresenta uma camada de paleossolo laterítico, laranja, com paleorraízes, paleotroncos e marcas de folha na base da camada. Este paleossolo constitui o Limite de Sequência (LS), desenvolvido no topo do Grupo Itararé. No BP-75, este limite de sequência coincide com a Superfície Transgressiva (ST) e ao mesmo tempo é condensada com a Superfície de Regressão Máxima (SRM), de modo que ocorreu o recuo máximo do mar no final do Trato de Sistemas de Mar Baixo, para posterior avanço do mar no Trato de Sistemas Transgressivo. A inundação marinha no paleovale permitiu a instalação de um estuário dominado por maré, com o desenvolvimento de canais, planícies e barras de maré associadas.

Em geral, depósitos de canais de maré situam-se na porção central do estuário, onde predominam também planícies e barras de maré (DALRYMPLE et al., 1992). Apesar de poucos afloramentos, este sistema estuarino é definido como dominado por maré, dada a constatação de depósitos diretamente influenciados por maré. Estes depósitos estão inseridos no contexto de Trato de Sistemas Transgressivo (TST) no estágio inicial da transgressão marinha, visto a sobreposição direta com a superfície de limite de sequência (Figura 24.B).

Litoestratigraficamente, esta unidade deposicional pertence ao Membro Paraguaçu, unidade intermediária da Formação Rio Bonito (SCHNEIDER et al., 1974), desenvolvido no Trato de Sistemas Transgressivo.

#### 6.4 UNIDADE DEPOSICIONAL PRAIAL (UD-3)

Esta unidade deposicional é constatado no afloramento BP-82, lateralmente contínuo por 150 m e com espessura de 15 m, caracterizado por depósitos de praia (*foreshore*) e face praial superior (*upper shoreface*) desenvolvidos ao longo de cordões litorâneos no contexto de Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA). Estes depósitos pertencem a unidade deposicional praial, desenvolvido após total preenchimento do estuário, em estágio de mar alto, quando a linha de costa é bem delineada, com predomínio de processos por onda e maré (Figura 35A). As fácies exibem um padrão agradacional, indicativo de estabilidade da linha de costa, com a formação de cordões litorâneos regressivos. Estes depósitos são principalmente caracterizados por arenitos finos a médios, essencialmente quartzosos, límpidos, bem selecionados e com estruturas diagnósticas de processos de onda em ambiente de alta energia, como abundante presença de laminação plano-paralela, estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamento



por onda. O truncamento das camadas e erosão destes arenitos sugere forte ação de ondas, possivelmente por eventos de tempestade/ressaca.

Litoestratigraficamente, esta unidade deposicional pertence ao Membro Siderópolis, unidade superior da Formação Rio Bonito (SCHNEIDER et al., 1974), situada acima dos depósitos de canais fluviais meandrantos e do estuarino dominado por maré, e pertencente ao Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA; Figura 35B).

## 6.5 UNIDADE DEPOSICIONAL LAGUNA-BARREIRA (UD-4)

A extensa continuidade lateral e vertical do afloramento BP-129 permitiu a análise faciológica de detalhe e delimitação de superfícies estratigráficas, de forma que se tornou possível estabelecer um modelo de parassequência (Figura 25A). Conforme Posamentier et al. (1988), uma parassequência é constituída por uma sucessão relativamente concordante de camadas geneticamente relacionadas limitadas por Superfícies de Inundação (SI). Em geral, as parassequências exibem um padrão de raseamento para o topo da sucessão de fácies (DALRYMPLE, 2010). O modelo de parassequência no presente trabalho representa um sistema laguna-barreira clássico, com os depósitos de planícies de maré e pântanos, preenchimento de laguna, leques de lavagem, deltas de maré enchente e praia (Figura 35A).

Ao longo do afloramento, são constatadas inúmeras superfícies de ravinamento e paleossolos, feições que indicam exposição subaérea. São constatados dois horizontes de paleossolos bem desenvolvidos (BP-129-I e BP-129-III) que indicam hiatus deposicionais. Em geral, sistemas laguna-barreira registram ciclos de queda e subida do nível relativo do mar, gerando grande quantidade de superfícies de ravinamento e superfícies de transgressão. Uma sucessão vertical de fácies ideal para estes sistemas conta com depósitos de preenchimento de laguna e planícies de maré na base, seguido por depósitos de delta de maré enchente ou depósitos de leques de lavagem e, no topo, depósitos de praia (*foreshore*) e face praial (*shoreface*).

Na seção colunar é verificado a ocorrência de associações de fácies típicas de sistemas laguna-barreira (Figura 35A), com ocorrência de depósitos de praia (AF-5), planícies de maré e pântanos (AF-6), leques de lavagem (AF-7), preenchimento da laguna (AF-8), e deltas de maré enchente (AF-9). Estes depósitos apresentam geometria tabular a lenticular e são contínuos lateralmente por até 200 m.

Nos depósitos de praia e leques de lavagem é comum observar a presença de estruturas diagnósticas da ação de ondas de tempestade/ressaca do mar, como estratificação/laminação



cruzada *swaley* e *ripples* de onda que se truncam ao longo da camada, e que conferem à camada um acamamento ondulado (ravinamento por onda). Este fato também é ratificado pela abundante ocorrência de depósitos de leques de lavagem que progradam em direção a laguna central na forma de camadas tabulares com até 2 m de espessura por 150 m de extensão, constituídos por arenitos finos, quartzosos e bem-selecionados com ocorrência de laminações onduladas que se truncam lateralmente.

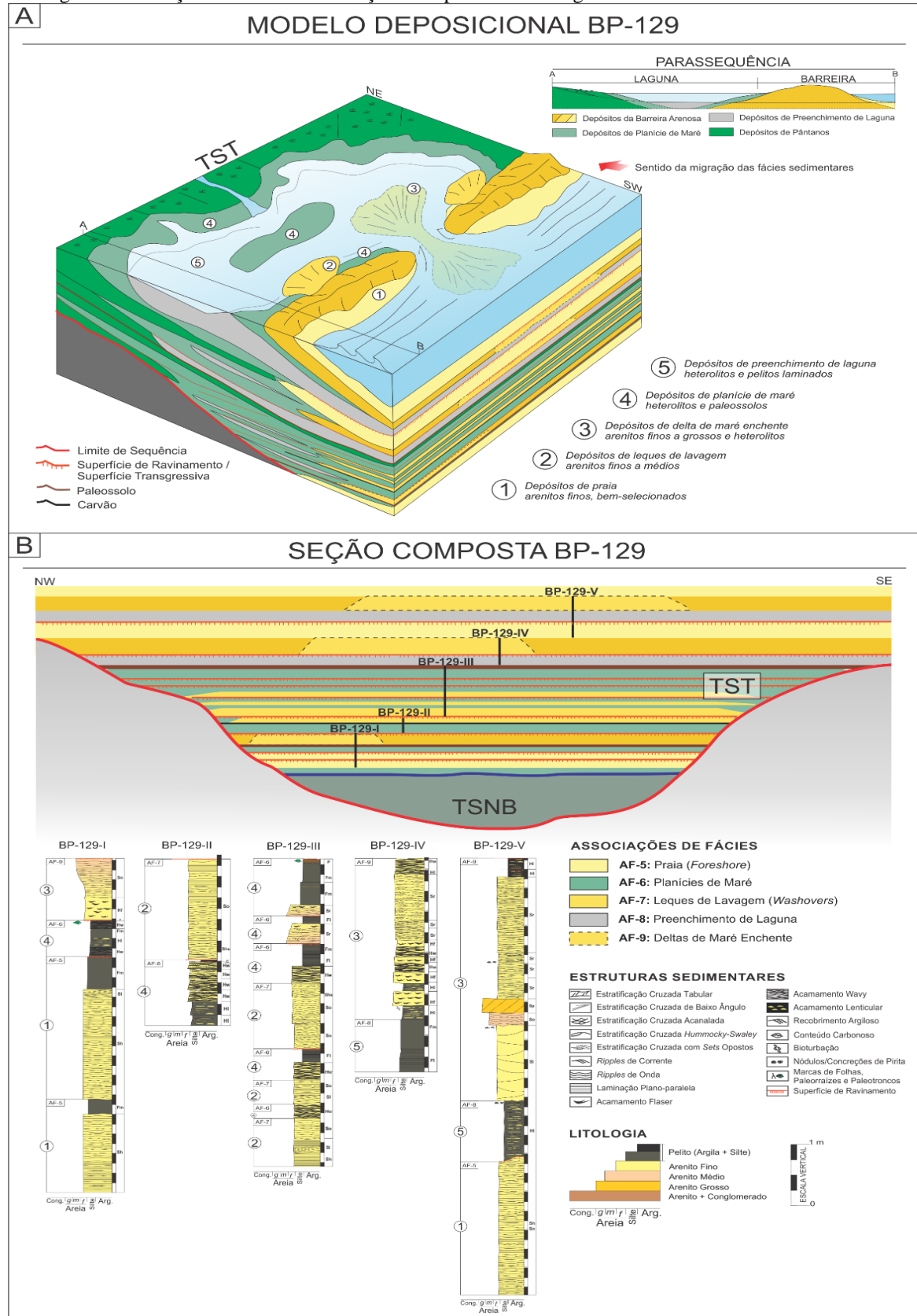
Os depósitos de preenchimento de laguna e planícies de maré apresentam nódulos de pirita, e indicam deposição em ambiente restrito, calmo, protegido da intensa ação de ondas. As lagunas e planícies eram habitadas e vegetadas, visto a intensa ocorrência de bioturbação, material carbonoso, lentes de carvão e paleotrcos.

É constatado um padrão agradacional a retrogradacional das fácies. No entanto, tratando-se de um sistema laguna-barreira, muitas das associações de fácies progradam para o interior da laguna central, como depósitos de leques de lavagem e deltas de maré enchente. Com a estabilização do sistema (agradção), são formados depósitos de planícies de maré e pântanos vegetados, com depósitos de carvão associados.

Este sistema deposicional se desenvolveu no contexto de Trato de Sistemas Transgressivo (TST) em estágio intermediário a final, dado o empilhamento retrogradacional a agradacional das fácies (Figura 35B).

Litoestratigraficamente, este sistema deposicional pertence ao Membro Paraguaçu, unidade intermediária da Formação Rio Bonito (SCHNEIDER et al., 1974). Com relação aos afloramentos do Grupo 1, esta unidade deposicional é correlacionado ao estuário dominado por maré (AF-1; BP-75), desenvolvido no Trato de Sistemas Transgressivo, mas em estágio intermediário a final da transgressão.

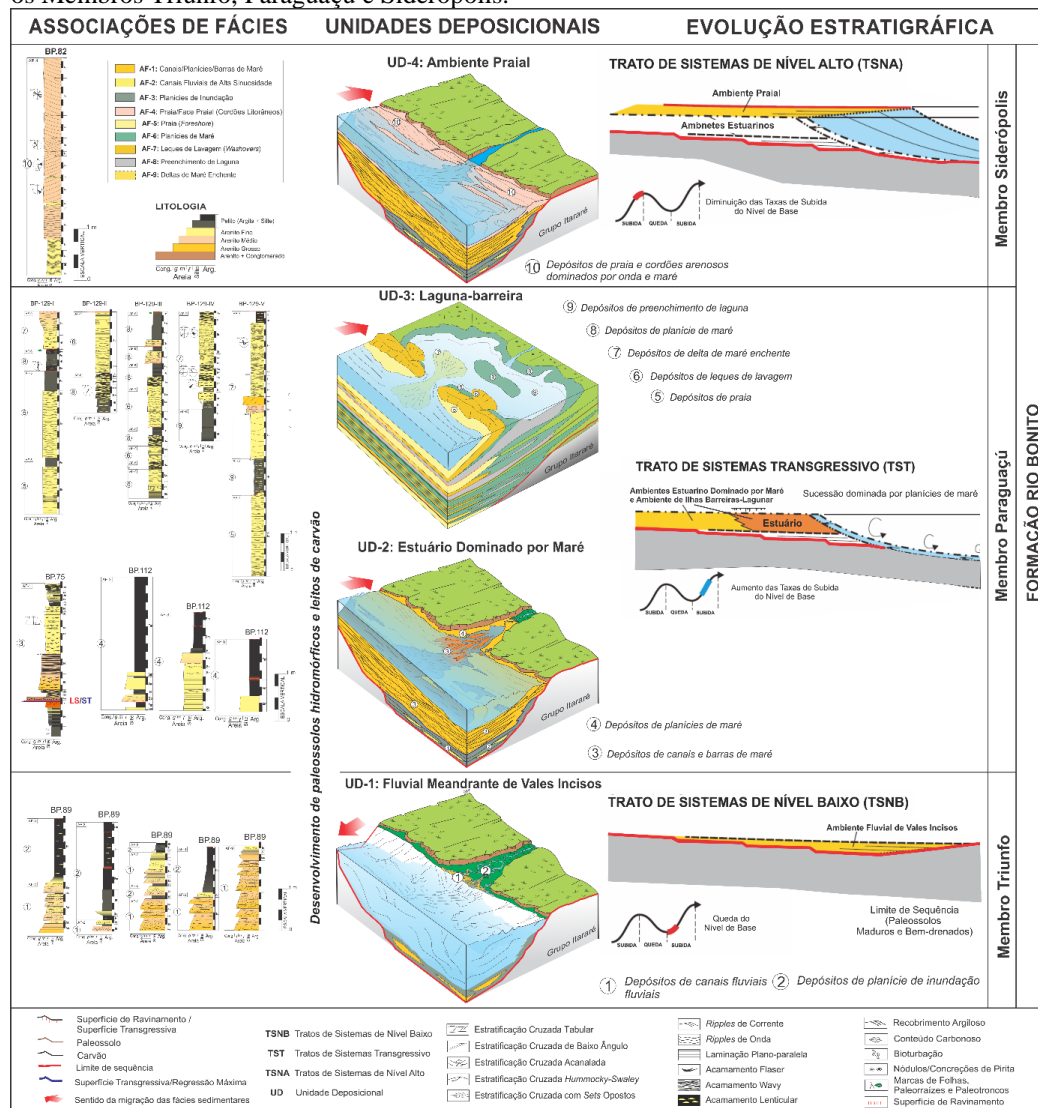
Figura 35 - Modelo deposicional e seção composta do afloramento BP-129, elaborados a partir do empilhamento estratigráfico das seções colunares e definição de superfícies estratigráficas.



## 7 CONCLUSÃO

A integração de dados faciográficos, arquiteturais e estratigráficos, realizada neste trabalho, oriundos da Formação Rio Bonito, no município de Ituporanga, permitiu definir nove associações de fácies: canal de maré (AF-1), canal fluvial meandrante (AF-2), planície de inundação (AF-3), praias/face praias superior (AF-4), praia (AF-5), planície de maré (AF-6), leque de lavagem (AF-7), preenchimento de laguna (AF-8) e delta de maré enchente (AF-9). A análise destas associações de fácies atesta quatro Unidades Depositionais, geneticamente relacionados, compreendidas em: Trato de Sistemas de Nível Baixo (TSNB), Trato de Sistemas Transgressivo (TST) e Trato de Sistemas de Nível Alto (TSNA; Figura 36).

Figura 36 – Imagem síntese das associações de fácies, unidades deposicionais e evolução estratigráfica do conjunto de afloramentos da Formação Rio Bonito estudados no município de Ituporanga, Santa Catarina, considerando-se os Membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis.



Fonte: Do autor, 2017.

As unidades deposicionais foram definidos com base em associações de fácies de ocorrência particular em determinado afloramento, como no caso do BP-75 (depósitos de canais de maré), BP-112 (depósitos de planícies de inundação), BP-89 (depósitos de canais fluviais meandantes e planícies de inundação) e BP-82 (depósitos de praia/face praial superior), cujo empilhamento estratigráfico observado na seção composta (Figura 34 e 36) obedeceu uma ordem lógica de deposição das unidades no contexto de Tratos de Sistemas distintos. Em especial, no afloramento BP-75, foi constatado o Limite de Sequência entre o Grupo Itararé e Guatá, na forma de um horizonte de paleossolo laterítico que se desenvolveu no topo do Grupo Itararé, representativo de uma superfície de exposição subaérea.

O TSNB é caracterizado pelo desenvolvimento de um sistema fluvial meandrante sem influência de processos de maré, formado em um contexto continental, em meio a amplas áreas de planícies de inundação. Os depósitos fluviais meandantes e planícies de inundação pertencem ao Membro Triunfo, em estágio de nível de mar baixo tardio, situados na base da seção composta.

O TST é limitado na base pelo Limite de Sequência (LS) que coincide com uma Superfície Transgressiva (ST) e, ao mesmo tempo, corresponde ao nível da Superfície de Regressão Máxima (SRM). Compreende depósitos de canais de maré depositados durante transgressão da linha de costa em estágio inicial, no contexto de um estuário dominado por maré, e os depósitos da unidade laguna-barreira, desenvolvidos no estágio intermediário a final da transgressão. Estes depósitos constituem o Membro Paraguaçu na área de estudo.

O TSNA compreende a unidade deposicional praial, situado na porção superior da seção composta (Figura 34). Neste estágio, o vale inciso se encontra totalmente preenchido, e ocorre o desenvolvimento de uma linha de costa bem delineada, constituída por cordões litorâneos regressivos de estágio de mar alto. Este depósito está inserido no Membro Siderópolis.

O empilhamento estratigráfico apresentado neste trabalho representa uma fração do ciclo regressivo-transgressivo da Supersequência Gondwana I, constatando-se a ocorrência dos Membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis, pertencentes à Formação Rio Bonito (Figura 36).

## REFERÊNCIAS

- ALLEN, G. P. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model of macrotidal estuarine systems. In: SMITH, G. D.; REINSON, G. E.; ZAITLIN, B. A.; RAHMANI, R. A. (Eds.). **Clastic Tidal Sedimentology**. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16, 1991. p. 29-40.
- ALLEN, G. P.; POSAMENTIER, H. W. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 63, n. 3, p. 378–391, 1993.
- ALLEN, G. P.; POSAMENTIER, H. W. Transgressive facies and sequences architecture in mixed tide- and wave-dominated incised valleys: example from the Gironde estuary, France. In: DALRYMPLE, R. W.; BOYD, R.; ZAITLIN, B. A. (Eds.) **Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences**. Tulsa, SEPM Special publication 51, 1994. p. 225-240.
- BOYD, R. Transgressive Wave-dominated Coasts. In: JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R. W. (Eds.) **Facies Models 4**. Geological Association of Canada, 2010. p. 265-294.
- BRIDGE, J.S.; DEMICCO, R.V. **Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits**. Cambridge University Press, 2008. 815 p.
- CAPUTO, M.V.; MELO, J.H.G.; STREEL, M.; ISBELL, J.L. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. **Geological Society of America Special Papers**, v. 441, p. 161-173, 2008.
- CATUNEANU, O. **Principles of sequence stratigraphy**. 1st ed. Amsterdam; Boston: Elsevier, 2006. ix, 375 p.
- CATUNEANU, O.; ABREU, V.; BHATTACHARYA, J.P.; BLUM, M.D.; DALRYMPLE, R.W.; ERIKSSON, P.G.; FIELDING, C.R.; FISHER, W.I.; GALLOWAY, W.E. GIBLING, M.R.; GILES, K.A.; HOLBROOK, J.M.; JORDAN, R.; KENDALL, C.G.St.C.; MACURDA, B.; MARTINSEN, O.J.; MIAL, A.D.; NEAL, J.E.; NUMMEDAL, D.; POMAR, L.; POSAMENTIER, H.W.; PRATT, B.R.; SARGJ.F.; SHANLEY, K.W.; STEEL, R.J.; STRASSER, A.; TUCKER, M.E.; WINKER, C. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**, v. 92, p. 1-33, 2009.
- COLLINSON, J. D. Alluvial sediments. In: READING, H. G. (Ed.). **Sedimentary Environments, Processes, Facies and Stratigraphy**. Oxford: Blackwell Science, 1996. p. 37-82.
- DALRYMPLE, R. W. Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. **Sedimentology**, v. 31, n. 3, p. 365-382, 1984.
- DALRYMPLE, R. W. Tidal depositional systems. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (Eds.). **Facies models: Response to Sea Level Change**. Geological Association of Canada, 1992. p. 195-218.

DALRYMPLE, R. W. Tidal Depositional Systems. In: JAMES, N. P., DALRYMPLE, R. W. (Eds.) **Facies Models 4**. Geological Association of Canada, 2010. p. 201-232.

DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 62, p. 1130-1146, 1992.

DALRYMPLE, R. W.; BOYD, R.; ZAITLIN, B. A. (Eds.). **Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences**. SEPM Special Publication 51, 1994. 391 p.

DAVIES, J.L. A morphogenic approach to world shorelines. **Zeitschrift fur Geomorphology**, v. 8, p. 27-42, 1964.

DELLA FÁVELA, J. C.; CHAVES, H. A. F.; PEREIRA, E.; MEDIEROS, M. A. M.; CAMARA FILHO, L. M. Evolução geológica da sequência permiana da região de Candiota, RS, Brasil. **Acta Geologica Leopoldensia**, v. 39, n.1, p.235-246, 1994.

FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R.B. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 12, n. 4, p. 593-611, 1982.

GORDON Jr., M. J. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. **Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM**, v. 38, p.1-20, 1947.

HARRIS, P.T.; HEAP, A.D.; BRYCE, S.M.; PORTER-SMITH, R; RYAN, D.A.; HEGGIE, D. Classification of Australian clastic coastal depositional environments based on a quantitative analysis of wave, tide and river power. **Journal of Sedimentary Research**, v. 72, p. 858-870, 2002.

HAYES, M.O. Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: LATHERMAN, S.P. (Ed.). **Barrier Island** – From the Gulf of St. Lawrence to the Gulf of Mexico. New York: Academic Press, 1979. p. 1-71.

HOLZ, M. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system: an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 162, n. 3-4, p. 305-331, dez. 2003.

JAMES, N. P.; DALRYMPLE, R. W. (Eds.) **Facies Models 4**. Geological Association of Canada, 2010. 586 p.

JATKOSKI, H.; BATEZELLI, A. Arcabouço estratigráfico da Formação Rio Bonito na região centro-norte do Estado do Paraná. **Terrae**, v. 12, n. 1-2, p. 36-48, nov. 2014.

KVALE, E.P.; CUTRIGHT, J.; BILODEAU, D.; ARCHER, A.W.; JOHNSON, H.R.; PICKETT, B. Analysis of modern tides and implications for ancient tidalites. **Continental Shelf Research**, v. 15, p. 1921-1943, 1995.

LAVINA, E. L.; LOPES, R. C. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. **Paula Coutiana**, Porto Alegre, n. 1, p.51-103, 1986.

LONGHITANO, S. G.; MELLERE, D.; STEEL, R. J.; AINSWORTH, R. B. Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights. **Sedimentary Geology**, v. 279, p. 2-22, 2012.

MIALL, A.D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth-Science Reviews**, v. 22, p. 261-308, 1985.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. ed. corr. Berlin: Springer, c1996. xvi, 582 p.

MIALL, A. Alluvial Deposits. In: JAMES, N. P., DALRYMPLE, R. W. (Eds.) **Facies Models 4**. Geological Association of Canada, 2010. p. 105-138.

MILANI, E.J. **EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ E SEU RELACIONAMENTO COM A GEODINÂMICA FANEROZÓICA DO GONDWANA SUL-OCIDENTAL**. 1997, 2 v., 255 p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov., 2007.

NICHOLS, G. **Sedimentology and stratigraphy**. 2. ed. Oxford, UK: Wiley-Blackwell, 2009. x, 419 p.

NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.12, n.3, p.291-346, jul./set. 1969.

PEREIRA, E.; CARNEIRO, C.R.; BERGAMASCHI, S.; ALMEIDA, F.F.M. Evolução das sinéclises paleozóicas: Províncias Solimões, Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C.R.; ALMEIDA, F.F.M.; BARTORELLI, A. (Org.). **Geologia do Brasil**, São Paulo: Beca, 2012. p. 392-421.

POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; KENDALL, C. G. ST. C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; VAN WAGONER, J. C. (Eds.). **Sea Level Changes – An Integrated Approach**. SEPM Special Publication 42, 1988. p. 110–124.

PRITCHARD, D. W. What is an estuary: Physical viewpoint. In: LAUFF, G. H. (Ed.) **Estuaries**. Washington, D.C.: American Association for the Advancement of Science, 1967. p. 3-5.

REINECK, H. E.; SINGH, I. B. **Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics**. 2nd rev. and updated ed. Berlin: Springer, 1980. xix, 551 p.

REINSON, G. E. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (Eds.). **Facies models: Response to Sea Level Change**. Geological Association of Canada, 1992. p. 179-194.

ROSSETTI, D. F. Ambientes Estuarinos. In: PEDREIRA DA SILVA, A.J.C.L.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.C. (Org.). **Ambientes de Sedimentação do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. 2008. p. 194-210.

SCHERER, C. M. S. Ambientes Fluviais. In: PEDREIRA DA SILVA, A.J.C.L.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.C. (Org.). **Ambientes de Sedimentação do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2008. p. 102-130.

SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.A.; NOGUEIRA, A.A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v. 1, p.41-65.

SHANLEY, K. W.; MCCABE, P. J.; HETTINGER, R. D. Significance of tidal influence in fluvial deposits for interpreting sequence stratigraphy. **Sedimentology**, v. 39, p. 905–930, 1992.

SHANLEY, K. W.; MCCABE, P. J. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, vol. 78, p. 544–568, 1994.

VAIL, P. R.; TODD, R. G.; SANGREE, J. B. **Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 5**. Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation Memoir 26, p. 99 – 116, 1977.

WALKER, R.G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (Ed.). **Facies models: Response to Sea Level Change**. Geological Association of Canada, 1992. p. 1-14.

WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (Ed.). **Facies models: response to sea level change**. Toronto: Geological Association of Canada, 1992. 454p.

WHITE, I.C. **Relatório final da comissão de estudos das minas de carvão de pedra do Brasil**. Rio de Janeiro: Imprensa Nacional, 1908.

ZACHARIAS, A. A.; ASSINE, M. L. Modelo de preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito no norte do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 4, p.573-583, dez. 2005.

ZAITLIN, B. A.; DALRYMPLE, R. W.; BOYD, R. The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. In: DALRYMPLE, R. W.; BOYD, R.; ZAITLIN, B. A. (Eds.). **Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences**. Tulsa, SEPM Special Publication 51, 1994. p. 45–60.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLF, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI V. T.; ZANOTTO O. A. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, 1987, Curitiba. **Atas**. Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1987, v. 1, p.441-473.



ZALÁN, P.V.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.N.; NETO, E.V.S.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, KOLATA, OLTZ, EIDEL (Eds.). **Interior cratonic basins**. Tulsa: AAPG Memoir, 1990. p. 681- 708.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, A.; MARQUES, A. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: **Gondwana Seven Proceedings**. São Paulo: Instituto de Geociências – USP, 1991. p. 83-117.

ZIELINSKI, J. P. T. **ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS DE SUCESSÕES SEDIMENTARES EOPERMIANAS DA BORDA SUDESTE DA BACIA DO PARANÁ, ESTADO DE SANTA CATARINA**. 2014. 82 f. TCC (Graduação) - Curso de Geologia, Departamento de Geociências, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2014.